XXXVII ПЛЕНУМ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КОМИССИИ РАН

ВСЕРОССИЙСКАЯ НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ

5–10 сентября 2023 года
г. Иркутск

Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук
Институт географии им. В.Б. Сочавы Сибирского отделения Российской академии наук
Институт географии Российской академии наук
Ассоциация геоморфологов России

XXXVII ПЛЕНУМ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КОМИССИИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

Всероссийская научно-практическая конференция
с международным участием

(Иркутск, 5–10 сентября 2023 года)

Тезисы докладов

Иркутск
2023

УДК 551.4+551.8
ББК 26.823+26323
Т 671

Председатель Оргкомитета конференции: д.г.н. Ю.В. Рыжов (отв. ред.)
Оргкомитет: д.г.н. В.М. Плюснин, д.г.н. О.И. Баженова, к.г.н. М.Ю. Опекунова, вед. инж. М.В. Смирнов

Т 671 **XXXVII пленум Геоморфологической комиссии Российской академии наук**: Тезисы докладов всероссийской научно-практической конференции с международным участием (Иркутск, 5–10 сентября 2023 года). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2023. – 368 с.

XXXVII Plenum of the Geomorphological Commission of the Russian Academy of Sciences. Abstracts of the All-Russian Scientific and Practical Conference with International Participation (Irkutsk, September 5–10, 2023). Irkutsk: Institute of the Earth's Crust SB RAS, 2023. 368 p.

ISBN 978-5-6046471-2-7

Тематика работ, представленных в сборнике, охватывает широкий круг вопросов, связанных с геоморфологией и палеогеографией. Публикуемые статьи разделены на 12 основных направлений: структурная геоморфология и неотектоника, климатическая геоморфология, флювиальная геоморфология, геоморфология аридных зон, гляциальная и перигляциальная геоморфология, склоновые процессы и формы рельефа, прикладная геоморфология, геоархеология, антропогенная геоморфология, планетарная геоморфология, история геоморфологии, экологическая геоморфология.

Сборник адресован широкому кругу специалистов в области геоморфологии и палеогеографии, четвертичной геологии, а также студентам и аспирантам вузов соответствующих специальностей.

УДК 551.4+551.8
ББК 26.823+26.323

Утверждено к печати Ученым советом ИЗК СО РАН (протокол № 7 от 29.06.2023)

ISBN 978-5-6046471-2-7
© Институт земной коры СО РАН, 2023

СОДЕРЖАНИЕ

К ИСТОРИИ ПОЛЕВЫХ УЧЕБНЫХ ПРАКТИК КАФЕДРЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ МГУ
Антонов С.И., Лукашов А.А., Романенко Ф.А. 11

ИЗМЕНЕНИЕ УРОВНЯ МОРЯ – ОДИН ИЗ ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ ФАКТОРОВ В РАЗВИТИИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ (НА ПРИМЕРЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ)
Бадюкова Е.Н. 16

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ОРГАНИЗОВАННОСТЬ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ В СТЕПЯХ ДАУРИИ
Баженова О.И., Тюменцева Е.М., Черкашина А.А. 20

АКТИВНОСТЬ СКЛОНОВЫХ ПРОЦЕССОВ В ДОЛИНАХ РЕК ШУМНОЙ И ГЕЙЗЕРНОЙ (КАМЧАТКА) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДЕШИФРИРОВАНИЯ РАЗНОВРЕМЕННЫХ СНИМКОВ
Балдина Е.А., Лебедева Е.В., Аникина Н.В. 26

ПОДЛЕДНЫЙ РЕЛЬЕФ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН АНТАРКТИДЫ
Барышников Г.Я. 31

СИЛИКАТНЫЙ КАРСТ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА
Беляев Ю.Р., Белоусова А.В., Беляев В.Р., Гуринов А.Л. 37

РОЛЬ РЕЛЬЕФА В ВОЗДЕЙСТВИИ УЧАСТКОВ ДОБЫЧИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ БАЙКАЛЬСКОЙ ПРИРОДНОЙ ТЕРРИТОРИИ
Беляев Ю.Р., Битюкова В.Р., Болысов С.И., Бредихин А.В., Еременко Е.А. 42

ПРОГНОЗ РАЗВИТИЯ НЕТРАНСФОРМНЫХ СМЕЩЕНИЙ РИФТОВЫХ ЗОН ИСЛАНДИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА
Боголюбский В.А. 46

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЛУОСТРОВА ТАЙМЫР
Большиянов Д.Ю. 52

ГРАНИТНЫЕ КУПОЛА ЗАБАЙКАЛЬЯ
Буланов С.А. 56

СЛЕДЫ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ЮЖНО-МУЙСКОГО ХРЕБТА (ЗАБАЙКАЛЬЕ)
Буланов С.А. 61

РОЛЬ РЕЛЬЕФА В ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ БИОКЛИМАТИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА
Буряк Ж.А. 65

ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ
Виноградова О.Л. 69

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ
КАК ПРИНЦИПИАЛЬНО НЕОБХОДИМАЯ И ВАЖНАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ
ГЕОЛОГО-СЪЕМОЧНЫХ И ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫХ РАБОТ
Гаврилов А.А. 72

НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ЗАКОНАХ
ГЕОМОРФОЛОГИИ
Гаврилов А.А. 77

ХАРАКТЕР ОПОЛЗНЕПРОЯВЛЕНИЯ В НИЗКОГОРНО-ЛЕСНЫХ ЛАНДШАФТАХ
(НА ПРИМЕРЕ ОПОЛЗНЕВОГО УЧАСТКА «УЛУС-КЕРТ»)
Гакаев Р.А., Гуня А.Н. 82

ОПЫТ ОРГАНИЗАЦИИ МОНИТОРИНГА
ОПАСНЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ПОКРЫТЫХ ЛЕСОМ УЧАСТКАХ
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВЛС И БПЛА
Гафуров А.М., Усманов Б.М. 84

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТОКА НАНОСОВ РЕК
И СОВРЕМЕННАЯ ДЕНУДАЦИЯ КАВКАЗА
Голосов В.Н., Цыпленков А.С. 88

ХРОНОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЙМЕННЫХ ГЕНЕРАЦИЙ
НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. БЕЛОЙ (ВЕРХНЕЕ ПРИАНГАРЬЕ)
Голубцов В.А., Опекунова М.Ю., Смирнов М.В. 93

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛАНДШАФТОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПРИБАЛТИКИ
В БЁЛЛИНГЕ – СРЕДНЕМ ДРИАСЕ
Дружинина О.А., Рудинская А.И., Филиппова К.Г., Лазукова Л.И., Гольева А.А.,
Лаврова Н.Б., Бурко А.А., Сходнов И.Н. 98

ИТОГИ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА АККУМУЛЯЦИЕЙ ПЫЛЕВЫХ ЧАСТИЦ
В ЛАНДШАФТАХ ЮГО-ВОСТОКА ПОДТАЙГИ
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ
Евсеева Н.С., Квасникова З.Н., Каширо М.А. 101

ДИНАМИКА МОРСКИХ БЕРЕГОВ АБХАЗИИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 80 ЛЕТ
Еременко Е.А., Кажукало Г.А., Фузеина Ю.Н., Жиба Р.Ю., Дбар Р.С. 105

СТАДИИ РАЗВИТИЯ ФЛЮИДОГЕННЫХ ФОРМ
НА ШЕЛЬФЕ ПЕЧОРСКОГО МОРЯ
Еременко Е.А., Кохан А.В., Мороз Е.А., Денисова А.П. 110

ОЦЕНКА СКОРОСТИ ПОЧВЕННОЙ И ОВРАЖНОЙ ЭРОЗИИ В ЗОНАХ
ИНТЕНСИВНОГО ЗЕМЛЕДЕЛИЯ РОССИИ
Ермолаев О.П., Мухарамова С.С., Мальцев К.А., Медведева Р.А., Савельев А.А. 115

СТРУКТУРА РЕЛЬЕФА НА УЧАСТКЕ ДОЛИННОГО ЗАНДРА (НА ПРИМЕРЕ ДОЛИНЫ
Р. АКТРУ)
Жарнова С.О., Хон А.В. 119

ВЛИЯНИЕ МОРФОЛОГИИ РЕЛЬЕФА НА СТРОЕНИЕ
ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ СТРУКТУР ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА
В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ
Жидкин А.П., Голосов В.Н., Шамшурина Е.Н. 123

ДИСКУССИОННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
И ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА В ДОЛИНЕ РЕКИ КАТУНЬ ГОРНОГО АЛТАЯ
Зыкин В.С., Зыкина В.С. 128

ЭОЛОВЫЙ РЕЛЬЕФ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ
Зыкина В.С., Зыкин В.С., Маликова Е.Л. 134

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ В ГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЕ ГОР
ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ
Иванов Е.Н. 139

ПРОНИЦАЕМОСТЬ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ОБРАБАТЫВАЕМОГО СКЛОНА
В ФОРМИРОВАНИИ СТОКА НАНОСОВ БАССЕЙНА р. ПЛАВА
Иванов М.М., Иванова Н.Н. 142

СЛАБЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КАК ФАКТОР ЗАВЕРШЕНИЯ ЦИКЛА
ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ГОРАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА
Караваев В.А., Горбунов А.С., Семиноженко С.С. 144

ПРОБЛЕМЫ РЕКРЕАЦИОННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОВРАЖНО-БАЛОЧНЫХ СИСТЕМ
В ГОРОДЕ (НА ПРИМЕРЕ БРЯНСКИХ СУДКОВ В Г. БРЯНСКЕ)
Ковалёв С.Н. 151

БЕРЕГОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ ВАХ
Коркин С.Е., Исыпов В.А. 156

ОБ ИДЕНТИФИКАЦИИ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ОБЪЕКТОВ
НЕОПРЕДЕЛЕННОЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ЭЛЕМЕНТОВ ОРОГРАФИИ)
Кошкарев А.В. 159

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ЗАПАДНОМ ШПИЦБЕРГЕНЕ:
ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ
Кублицкий Ю.А., Леонтьев П.А., Веркулич С.Р., Субетто Д.А. 164

МОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ОСТРОВА УРУП (ЮЖНЫЕ КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)
КАК ФАКТОРЫ ЕГО ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ
Кузнецов М.А., Болысов С.И. 166

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ РУСЛОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ НА РАВНИННЫХ РЕКАХ
ОБЬ-ИРТЫШСКОГО БАССЕЙНА
Куракова А.А. 171

ИНДИКАТОРЫ ЭОЛОВО-КРИОГЕННОГО МОРФОЛИТОГЕНЕЗА ИШИМСКОЙ РАВНИНЫ
В ПОЗДНЕМ КВАРТЕРЕ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ
Ларин С.И., Алексеева В.А., Ларина Н.С. 174

РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ В УСЛОВИЯХ ГАЗОГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ
Лебедева Е.В. 179

ПРИМЕРЫ САМООРГАНИЗАЦИИ ГЕОМОРФОСИСТЕМ
Ликутов Е.Ю. 185

МОДЕЛИ УПРАВЛЕНИЯ АНТРОПОГЕННЫМ МОРФОЛИТОГЕНЕЗОМ
Лихачева Э.А., Шварев С.В. 190

НОВЫЕ АСПЕКТЫ В ИЗУЧЕНИИ БУГРОВ БЭРА
Лобачева Д.М., Бадюкова Е.Н. 193

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ
АКТИВНО РАЗВИВАЮЩЕГОСЯ ГИДРОТЕРМОКАРСТА
Лукашов А.А. 197

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМ
И РАЗРЫВОВ РАЙОНА ДЕЛЬТЫ Р. РИТЫ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ АЭРОФОТОСЪЕМКИ
СВЕРХВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ (СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ ОЗ. БАЙКАЛ)
Лунина О.В., Гладков А.А. 202

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ БПЛА ПРИ ИЗУЧЕНИИ
МОРФОЛОГИИ АКТИВНЫХ ДЮННЫХ МАССИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ
Лыткин В.М., Шапошников Г.И., Павлова М.Р., Васильева А.Н. 207

АСТРОБЛЕМОВИДНЫЕ КОТЛОВИНЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ: НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И РЕЛЬЕФЕ
(ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ
И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)
Маккавеев А.Н., Гуринов А.Л., Александровский А.Л., Шварев С.В.,
Луговой Н.Н., Караваев В.А. 211

СКЛОНОВОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ЮГЕ СИБИРИ В КОНЦЕ
ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА
Маликов Д.Г. 215

ПРОСТРАНСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ФОРМ
ЭОЛОВОГО РЕЛЬЕФА НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ
(БАССЕЙН РЕКИ НАДЫМ)
Маликова Е.Л. 218

ИЗМЕНЕНИЕ СТОКА НАНОСОВ С ТЕРРИТОРИИ ВОДОСБОРА
ЯКУТСКОЙ АГЛОМЕРАЦИИ В РЕЗУЛЬТАТЕ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ
Мальцев К.А., Чалов С.Р., Иванов М.А., Мальцева Т.С. 221

ВЛИЯНИЕ РАННЕХВАЛЫНСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ КАСПИЯ
НА СТРОЕНИЕ ДОЛИНЫ ВОЛГИ И ЕЕ ПРИТОКОВ (КЛЮЧЕВОЙ УЧАСТОК
МАЛЫЙ КАРАМАН, САРАТОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)
Матлахова Е.Ю., Макшаев Р.Р., Бердникова А.А., Лобачева Д.М.,
Лысенко Е.И., Ткач Н.Т., Янина Т.А. 226

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В РЕЧНЫХ ДОЛИНАХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ
ЦЕНТРАЛЬНО-ЯКУТСКОЙ РАВНИНЫ В НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ
Михаревич М.В., Васильева А.Н., Кузьмина С.А., Лыткин В.М.,
Басилян А.Э., Шапошников Г.И. 231

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ЭКЗОГЕННОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ
НА СЕВЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ
В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ
Мухаметшина Е.О., Борисова О.К., Захаров А.Л. 235

НУЖЕН ЛИ ГЕОМОРФОЛОГИИ С.В. МЕЙЕН? (НЕСИСТЕМНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ
О НЕКОТОРЫХ ПРОБЛЕМАХ ГЕОМОРФОЛОГИИ)
Невский В.Н. 238

ОСОБЕННОСТИ ТРАНСФОРМАЦИИ РЕЛЬЕФА
УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ РФ
Некрасова Л.А. 241

РУСЛОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ И ОПАСНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ
ЛЕВОБЕРЕЖНЫХ ПРИТОКОВ Р. АНГАРЫ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)
Опекунова М.Ю., Кичигина Н.В., Рыбченко А.А., Бардаш А.В., Силаев А.В. 247

ИМАТРОВЫ КАМНИ В БАССЕЙНЕ РЕКИ НЕВЫ
КАК ИНДИКАТОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ
Паранин Р.В. 251

ИССЛЕДОВАНИЯ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ УЧАСТКА МЯГКАЯ КАРГА
В ПРЕДЕЛАХ БАРГУЗИНСКОГО ЗАЛИВА ОЗЕРА БАЙКАЛ
Пеллинен В.А., Светлаков А.А. 255

РЕЛЬЕФ ПРИРОДНЫХ ТЕРРИТОРИЙ МОСКВЫ
КАК БАЗИС ЭКОЛОГИЧЕСКОГО КАРКАСА ГОРОДА
Писцова М.А., Деркач А.А. 258

СОДЕРЖАНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ЛЕКЦИОННЫХ И ПРАКТИЧЕСКИХ ЗАНЯТИЙ
ПО КУРСУ «СОЗДАНИЕ ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА И МЕСТНОСТИ»
Подольская Е.С., Прядилина А.В. 265

ДИНАМИКА МОРСКОГО КРАЯ ЧЕРНОМОРСКОЙ ДЕЛЬТЫ КУБАНИ
В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И УРОВНЯ МОРЯ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ
Поротов А.В. 268

ОСОБЕННОСТИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ БАССЕЙНА
РЕКИ УСВЯЧА (ПРАВЫЙ ПРИТОК ЗАПАДНОЙ ДВИНЫ)
Пронина А.В. 273

ПРОГНОЗ ВЕРОЯТНОСТИ АКТИВИЗАЦИИ И ОЦЕНКА
СТЕПЕНИ ОПАСНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЙ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ
НА РЕГИОНАЛЬНОМ И ЛОКАЛЬНОМ УРОВНЕ
Прядилина А.В. 277

ПРИБРЕЖНЫЙ ЭОЛОВЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ НА ВОСТОЧНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ БЕЛОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ
Репкина Т.Ю., Леонтьев П.А., Кублицкий Ю.А., Крехов А.К., Вяткин Е.Д., Гуринов А.Л., Орлов А.В., Луговой Н.Н. 281

СЕЛЕВОЙ РЕЛЬЕФ ГОР ЕВРОПЕЙСКОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОЙ СУБАРКТИКИ
Рудинская А.И., Беляев Ю.Р. 285

АККУМУЛЯЦИЯ ЛЁССОВИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ
Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Смирнов М.В. 288

О РЕЗУЛЬТАТАХ МНОГОЛЕТНИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОВРАЖНОЙ ЭРОЗИИ НА ЮГЕ ВЯТСКО-КАМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ
Рысин И.И., Григорьев И.И., Пермяков М.А. 293

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПОВЕРХНОСТНЫХ ПРОБ НА РАЗНЫХ ВЫСОТАХ ГИМАЛАЕВ
Сапелко Т.В. 298

ОСОБЕННОСТИ ОЗЕРНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА КУРГАЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА
Сапелко Т.В., Лапенков А.Е., Газизова Т.Ю., Кузнецов Д.Д., Гузиватый В.В., Герасимов Д.В. 303

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕВЕРНЫХ МАТЕРИКОВЫХ ДЮН ЗАПАДНОЙ СИБИРИ
Сизов О.С. 307

КРИТИЧНОСТЬ, КРИЗИСНОСТЬ И КАТАСТРОФИЗМ В РАЗВИТИИ ГЕОСИСТЕМ ТИХООКЕАНСКОЙ РОССИИ
Скрыльник Г.П. 312

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА И ЕГО ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
Субетто Д.А., Рыбалко А.Е., Белкина Н.А., Страховенко В.Д., Потахин М.С., Зобков М.Б., Беляев П.Ю., Орлов А.В., Кулик Н.В., Кублицкий Ю.А. 316

ОПЫТ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ПРИРУСЛОВОЙ ЗОНЕ ПОЙМЫ ОБИ (О. ЗУБАТИНСКИЙ, ОКРЕСТНОСТИ СУРГУТА, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)
Тюрин В.Н., Калиновская А.Г., Несен Л.Н., Петрякин А.С., Тюшкевич Ф.В. 320

МОНИТОРИНГ СКОРОСТИ ПЛОСКОСТНОЙ И РУЧЕЙКОВОЙ ЭРОЗИИ (УРОЧИЩЕ ГИТЧЕ-ГИЖГИТ, КАБАРДИНО-БАЛКАРИЯ)
Харченко С.В. 323

СТРОЕНИЕ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ СЕРИИ ЗАПАДНОГО КРЫМА (ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗРЕЗА АЛЬМА-ПЕСЧАНОЕ)
Хмелева М.В., Панин П.Г., Фролов П.Д., Тесаков А.С., Бухонов А.В. 327

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ НАНОСОВ НА ВОДОСБОРЕ
ОЗЕРА ДОНГУЗ-ОРУН
Цыпленков А.С., Харченко С.В., Успенский М.И.,
Александрин М.Ю., Иванов М.М. 332

РЕКИ В ГОРОДАХ – РУСЛОВЫЕ И ПОЙМЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ
И ИХ ПОСЛЕДСТВИЯ
Чернов А.В. 337

СЕЛЕВЫЕ ПОТОКИ В УСЛОВИЯХ ПОСТВУЛКАНИЧЕСКОЙ
ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ АКТИВНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ ДОЛИНЫ Р. ГЕЙЗЕРНОЙ)
Черноморец С.С., Лебедева Е.В. 343

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР
П-ВА ФАЙЛДС, АНТАРКТИДА
Шаталова А.Е., Кублицкий Ю.А., Леонтьев П.А., Веркулич С.Р.,
Субетто Д.А., Тюрина А.А. 349

СТРОЕНИЕ ПОЙМЫ ВЕРХНЕГО ДНЕПРА
В РАЙОНЕ АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ГНЁЗДОВО
Шашерина Л.В., Новиков В.В., Мурашёва В.В., Зозуля С.С., Панин А.В. 352

СЕЙСМОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В РЕЛЬЕФЕ И РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ
ФЕННОСКАНДИИ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ
Шварев С.В. 357

СПЕЦИФИКА РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА К ЮГУ ОТ СОВРЕМЕННОЙ ОБЛАСТИ
ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ КРИОГЕНЕЗА
И КРИОПЕДОГЕНЕЗА В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПОЗДНЕМ КВАРТЕРЕ
Шейнкман В.С., Седов С.Н. 361

Авторский указатель 367

Сборник посвящается 100-летию доктора географических наук, профессора МГУ
Юрия Гавриловича Симонова,
90-летию и светлой памяти доктора географических наук, в.н.с. лаборатории
геоморфологии Института географии РАН, председателя Геоморфологической
комиссии РАН, главного редактора журнала «Геоморфология»
Валерия Павловича Чичагова,
светлой памяти доктора географических наук, профессора, г.н.с.
лаборатории геоморфологии Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН
Владимира Борисовича Выркина

К ИСТОРИИ ПОЛЕВЫХ УЧЕБНЫХ ПРАКТИК КАФЕДРЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ МГУ

С.И. Антонов, А.А. Лукашов, Ф.А. Романенко

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, faromanenko@mail.ru

Аннотация. Рассмотрены основные этапы развития учебных геолого-геоморфологических полевых практик кафедры геоморфологии и палеогеографии МГУ с конца 1940-х гг. до настоящего времени. Показано, как перемещалась сухопутная и морская практика из Подмосковья в Крым, на Кавказ, на Кольский полуостров и Белое море с организацией учебно-научных станций (баз), как менялась ее структура. Названы основные преподаватели, проводившие практику на протяжении более 70 лет. Подобная информация ранее не обобщалась. Авторы использовали фондовые материалы кафедры и воспоминания участников практик разных лет.

Ключевые слова: учебная практика; геоморфологическая съемка; Красновидово; Сатино; Хибины; Белое море; учебно-научная станция

TO THE HISTORY OF FIELD TRAINING PRACTICES OF THE DEPARTMENT OF GEOMORPHOLOGY AND PALEOGEOGRAPHY OF MSU

S.I. Antonov, A.A. Lukashov, F.A. Romanenko

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract. The main stages in the development of educational geological and geomorphological field practices of the Department of Geomorphology and Paleogeography of the Lomonosov Moscow State University since the late 1940s are considered until now. It is shown how land and sea practice moved from the Moscow region to the Crimea, the Caucasus, the Kola Peninsula and the White Sea with the organization of educational and scientific stations (bases), how its structure changed. The main teachers who have been practicing for over 70 years are listed. Such information has not been previously summarized. The authors used the fund materials of the department and the memoirs of participants in practices of different years.

Keywords: educational practice; geomorphological survey; Krasnovidovo; Satino; Khibiny; White Sea; educational and scientific station

Осенью 1944 г. приказом Всесоюзного комитета по делам высшей школы № 531 от 27 октября на географическом факультете Московского университета были созданы кафедры метеорологии и климатологии, географии полярных стран и геоморфологии. Заведующим кафедрой геоморфологии стал известный исследователь рельефа Средней Азии, автор фундаментального двухтомного учебника «Общая морфология суши» (1931–1938) профессор И.С. Щукин.

К тому времени с декабря 1918 г. в Петроградском университете уже была кафедра геоморфологии, ее первым заведующим стал известный тектонист М.М. Тетяев. В учебную программу сразу вошли полевые практики, первая из которых была проведена под руководством А.А. Григорьева в районе Павловска в июле – сентябре 1919 г. С 1920 г. она проводится в Саблине (пос. Ульяновка Тосненского района Ленинградской обл.). До войны ее вели, кроме М.М. Тетяева, Я.С. Эдельштейн, И.Н. Гладцин, П.В. Виттенбург, К.К. Марков, Н.В. Потулова и др.

Очевидно, что опыт ленинградцев учитывался при разработке учебного плана московской кафедры геоморфологии, тем более что одним из инициаторов ее создания был К.К. Марков. До конца

1960-х гг. учебная практика по геоморфологии проводилась на учебно-научной станции в Красновидове (Можайский район Московской области), основанной в 1945 г. После первого курса студенты проходили там длительную (более месяца) геодезическую практику, после которой ехали на общегеографическую практику либо в Хибины, либо на Кавказ. Хибинская учебно-научная станция (ХУНС), созданная в 1948 г. Г.К. Тушинским, размещалась тогда в основании правого борта долины Юкспорръйока у подножья Юкспорра. Жили студенты в т.н. «финских домиках», отделанных вагонкой, в 1950-е гг. очень широко распространенных в Арктике.

Группы делились примерно пополам. Так, Н.Г. Судакова выбрала в 1953 г. Хибины (вместе с С.М. Александровым, И.Д. Даниловом, Г.С. Крамаренко, Е.М. Малаевой, В.Э. Мурзаевой, И.И. Никольской, Ю.А. Павлидисом, Л.Н. Самойловым, М.А. Фаустовой и другими известными географами). Более того, после завершения практики вместе с однокурсниками Н.Н. Карповым, В.Ф. Перовым, А.Е. Осетровым и др. она осталась в Хибинах – в составе экспедиции под руководством Ю.Г. Полкановой, работавшей в Восточных Хибинах. Именно в ней участвовали те «пять ребят», которые «о любви поют чуть охрипшими голосами», согласно известной песне на слова Н.Н. Карпова. Почти через 65 лет (2017) Н.Г. Судакова увлеченно рассказывала о практике авторам настоящей статьи, говоря, что «красивей природы, чем в Хибинах, нет». До Н.Г. Судаковой в Хибинах проходили практику Н.С. Благоволин, П.А. Каплин, В.С. Мякокин. В 1954 г. первокурсником впервые приехал в Хибины будущий профессор и организатор Карпатской практики Г.С. Ананьев. До конца своих дней он очень любил Хибины, неоднократно туда приезжал и использовал хибинские материалы в своих лекциях и учебных пособиях.

Общегеографической практикой в Хибинах много лет руководили К.В. Зворыкин, А.В. Гедымин, И.А. Орлова и И.К. Тихомиров, а позднее – бывший полковник Н.Г. Туманишвили. И.К. Тихомиров оставил глубокий след в истории исследования не только Хибин, но и Арктики. Окончив Санкт-Петербургский университет по специальностям «метеорология» и «астрономия», он поступил в Главное гидрографическое управление, и ему довелось создавать метеорологическую станцию на Диксоне (1916), ставшем позднее столицей Советской Арктики. Общегеографическую практику в Хибинах проходили будущие сотрудники кафедры Л.А. Жиндарев, О.Н. Лефлат, Л.М. Шипилова, вели ученики К.К. Маркова Н.С. Болиховская, исследователи Антарктиды В.И. Бардин и А.И. Орлов. Практика сопровождала Красновидовскую более 20 лет, до 1969 г.

После второго курса в Красновидове геоморфологи проходили трехнедельную специализированную геоморфологическую практику. Можно предположить, что ее вели в 1950-х гг. в основном А.И. Спиридонов и М.В. Карандеева. Затем студенты уезжали в Крым, где практику вели О.К. Леонтьев, Ю.Г. Симонов и С.В. Лютцау.

После постройки в 1959–1960 гг. Можайского гидроузла долина р. Москвы скрылась под водой. Новый учебный полигон для общегеографической практики 1-го курса был обустроен в долине р. Протвы, в районе с. Сатино (Боровский р-н Калужской области). Ныне это известный Сатинский полигон, едва ли не самый изученный участок Восточно-Европейской равнины. Первой геоморфологической практикой в 1968 г. руководил профессор С.С. Воскресенский, а группами – Т.Н. Воскресенская и один из авторов настоящей статьи – А.А. Лукашов. В числе первых студентов были известные ныне геоморфологи И.С. Воскресенский, А.Ю. Сидорчук и др.

Кафедральная геолого-геоморфологическая практика в 1950–1960-е гг. шла в Красновидове и в Крыму – на полигоне геологического факультета под Бахчисараем (с. Прохладное). Горную часть (О.К. Леонтьев, С.В. Лютцау, Ю.Г. Симонов, О.А. Борсук) сменяла морская, которую вели Л.Г. Никифоров, Г.И. Рычагов (1924–2020), позже – Е.И. Игнатов, В.И. Мысливец. В отдельные годы Крымская практика проводилась и позже, до середины 1990-х.

Постепенно стало понятно, что «чужой» полигон использовать не всегда удобно, и Г.С. Ананьев разработал программу Карпатской практики, которую и вел с 1970 г. Базой стал бывший охотничий дом одного из сподвижников регента Венгерского королевства М. Хорти в долине р. Черной Тисы (ур. Апшинец в 18 км выше с. Ясиня Закарпатской области). Тогда каждой полевой практике придавался автомобиль с БЭСМ (база экспедиционных и специальных машин МГУ, ныне

не существующая). За несколько дней до отъезда основной группы студентов из Москвы на базу уходила такая машина с водителем С.Д. Полищуком и двумя студентами, которые закупали по дороге в украинских селах картошку. Основная группа следовала поездом из Москвы до станции Ясиня (с пересадкой во Львове на поезд Львов – Рахов).

Карпатская практика стала эпохой в жизни кафедры. За 22 года (1970–1991) ее прошли несколько сотен студентов, ставшие затем профессорами кафедры, сотрудниками учебных заведений по всему миру, сохранившими о ней самые добрые воспоминания. Пережито столько приключений, записано немало историй, сложены песни, например Г.С. Ананьевым:

Тиса Чёрная шумит,
Закружились горы в вальсе.
Одинокий дом стоит
На второй речной террасе.
Здесь географы живут,
И живут географини,
Ночью снится им уют
И цветы на полонине…

Все годы существования Карпатской базы ею руководил М.М. Куриляк («МихМих»), житель с. Ясиня. Его фигуру, его спокойствие, его надежный УАЗик помнят все «карпатские» геоморфологи.

Вести практику Г.С. Ананьеву помогали легендарная Л.А. Дмитриева, с 1977 г. – А.А. Лукашов, а также Г.А. Постоленко, С.И. Болысов, Л.М. Белковская, Т.Л. Смоктунович, И.А. Третьяков. Большие группы (число геоморфологов достигало вместе с вечерниками 35 человек) делились на несколько бригад, которые вели работы на большой территории от с. Черная Тиса (8 км ниже станции) до полонин – безлесных вершин хребтов Татул, Свидовец, Братковский. В программу практики входили геологическая и геоморфологическая съемки масштаба 1:10000, барометрическое нивелирование, шлиховое опробование. С удовольствием ездили студенты и в зимние экспедиции в Карпаты (с 1959 до 1983 г.). Г.С. Ананьев возглавлял Карпатскую практику по 1984 г., затем его сменил А.А. Лукашов. Учебные группы стали меньше. Исчезло деление на бригады, ушло шлиховое опробование, но существенно расширилась география – студентов чаще стали вывозить в равнинную часть Закарпатской области (города Виноградов, Тячев, Хуст, Солотвина и др.). Однодневные маршруты до Хуста были и при Г.С. Ананьеве. После распада СССР Карпатская база перешла в ведение Львовского, а затем (в 1992 г.) Киевского университета.

В 1970-е гг. усилиями О.К. Леонтьева, Г.И. Рычагова, Л.Г. Никифорова, Е.И. Игнатова и Е.Г. Маева существенно расширилась морская практика, следовавшая с начала июля за Карпатской. Это было связано с научными интересами заведующего кафедрой О.К. Леонтьева и профессора Г.И. Рычагова (декан географического факультета в 1980–1990 гг.). Новым районом практики стал Прикаспийский Дагестан, где в районе г. Каспийска появилась новая учебно-научная станция, которой несколько десятилетий руководил выпускник кафедры картографии В.В. Киселев. До этого здесь постоянно работала Морская лаборатория кафедры, проводя целый комплекс береговых и морских работ, и практика студентов базировалась на богатом исследовательском материале.

В 1977 г. Г.И. Рычагов, Л.Г. Никифоров и А.А. Лукашов провели первую Дагестанскую морскую геолого-геоморфологическую практику на базе КАСПНИИРХ Турали-2 к северу от Каспийска. Вскоре она была перенесена на базу МГУ на бывший рыбный промысел Турали-7. Береговые работы с мониторингом геоморфологических последствий понижения уровня моря проходили на Уйташском и Туралинском полигонах рядом со станцией. В программу обзорных маршрутов входили автомобильные поездки в Горный Дагестан в с. Гуниб, в г. Дербент, на Аграханскую косу и спрямленное русло Терека, на гигантскую пирамидальную дюну Сарыкум в районе разрушенной землетрясением 1970 г. железнодорожной станции Кумторкала. Иногда Е.И. Игнатову и А.А. Лукашову при поддержке Р.С. Чалова удавалось организовывать для студентов вертолетные облеты побережья и гор, благо аэропорт Махачкалы располагался совсем рядом, и двухдневные выходы в море на судах «Московский университет», «Эксперимент». В результате студенты приобретали уникальный опыт, существенно дополнявший карпатские впечатления.

В 1978–1983 гг. руководили практикой А.А. Лукашов, Е.И. Игнатов, С.И. Болысов и В.И. Мысливец. Помогали им в разные годы Л.А. Жиндарев, С.И. Антонов и В.К. Никитин. Практика в Дагестане проходила в гораздо более сложных климатических и бытовых условиях, чем Карпатская. Июльская жара, степь, безводье (вода была привозная), особенности менталитета местных жителей, пасущийся на станции скот семи видов, обилие мигрирующих крыс создавали иногда конфликтные ситуации, требовавшие от руководства практики решительных действий. Так, в 1978 г. многие студенты заболели дизентерией от плохой воды – вплоть до помещения в районную больницу г. Каспийска. Незаболевшие студенты, среди которых были, например, В.Н. Голосов и В.В. Захаревич, получили за практику «отлично» с плюсом. Чтобы добиться снабжения станции хорошей питьевой водой, А.А. Лукашову пришлось идти на прием к самому Расулу Гамзатову, депутату, народному поэту Дагестана. И он помог – ситуация улучшилась. В 1980 г. не совсем правильное поведение студенток привело к столкновению с местными жителями, закончившемуся травмой одного из студентов и уголовному сроку для нападавших. В последний день практики сломалась автомашина и группа опоздала на поезд из Махачкалы. А.А. Лукашову пришлось «рассовывать» студентов по свободным местам в поезде и проводить зачет в вагоне-ресторане.

Постепенно технические трудности Дагестанской практики оказались непреодолимыми, и практика 1983 г. стала последней. В 1986–1990 гг. было несколько зимних экспедиций НСО под руководством Е.И. Игнатова, и в первой половине 1990-х туда выезжали отдельные студенты на производственные практики (в частности, С.А. Огородов).

Следующая студенческая группа в 1984 г. проходила морскую практику на берегах карбонового моря в Сатине, подготовив под руководством С.В Лютцау и В.И. Мысливца серию разрезов для августовского совещания учителей географии. С 1985 г. морская часть практикантов вернулась в Крым. Но наступил 1991 г. Перед А.А. Лукашовым кафедра поставила задачу «проводим Карпаты, готовим Хибины». Усложнился вопрос обеспечения студентов продуктами, так как почти везде ввели талоны, росли цены на них и на бензин. Карпатская практика 1991 г. стала заключительной, Карпатская база была покинута.

Так, в 1992 г. геоморфологи оказались в Хибинах, где их радушно принял начальник станции В.Н. Сапунов. Группа из четырех человек (С.А. Огородов, Д.В. Новенко, К.Е. Подзорова и Е.В. Воскресенская) под руководством А.А. Лукашова, которому помогал аспирант И.Х. Салимов, открыла новый этап. Только им удалось поучаствовать в вертолетном облете южной части Кольского полуострова и побережья в районе Умбы. С тех пор Хибинская геолого-геоморфологическая практика идет непрерывно (кроме ковидного 2020 г.), став самой продолжительной учебной практикой кафедры. Ею по-прежнему руководит А.А. Лукашов, которого в 2001 г. на посту начальника практики сменил Ф.А. Романенко (кроме 2015 г., когда ее возглавила Е.В. Гаранкина). Общий стаж руководства практикой у А.А. Лукашова уже превысил полвека. В проведении практики в 1993–1997 гг. участвовали Е.А. Рубина, с 2010 г. – Е.В. Гаранкина, в 2001-2003 гг. и некоторые другие годы – Е.Д. Шеремецкая и А.А. Деркач, в 2002–2003 гг. – Г.А. Зайцев, иногда – Ю.П. Беляев и В.Р. Беляев. Часто помогать практике приезжают выпускники прошлых лет, сохранившие любовь к Хибинам. Впервые о такой любви писал еще А.Е. Ферсман… В роли начальника станции В.Н. Сапунова в 2001 г. сменил С.К Коняев, сам проходивший здесь практику в 1993 г.

В программу практики традиционно входят обзорные маршруты с преподавателями и самостоятельная геоморфологическая съемка с базы. В 1981 г. ХУНС (теперь – ХУНБ) была перенесена на нынешнее место – на озерную террасу оз. Большой Вудъявр в нижнем течении Юкспорръйока. На месте старой станции сейчас противолавинные сооружения и фрагменты разобранного, но не построенного комплекса надшахтных сооружений Юкспоррского рудника. Самостоятельную съемку студенты ведут, разбившись на пары или небольшие группы, в окрестностях ХУНС в южной части Хибинского горного массива. Самая сложная часть практики – многодневные маршруты, которые проводятся как в разных частях Хибинских гор, так и в ближних и дальних районах Мурманской области, от полуострова Рыбачьего (2009), р. Верман (2012) и окрестностей Алаккурти (1993) до Териберки и Дальних Зеленцов (2005–2008) и с. Кузомень в устье р. Варзуги (2016, 2021). Цель

многодневных маршрутов – знакомство студентов с практикой геоморфологических работ с полевого лагеря и организацией экспедиционного быта. Продолжительность таких маршрутов колеблется от 3 до 10 дней. Несколько лет (1999–2004, 2006, 2010) они проводились на восточной окраине Хибинского массива и побережье Умбозера, тогда в гораздо более диких местах, чем окрестности ХУНБ. Но появление Северо-Западной фосфорной компании прекратило сообщение с этим отдаленным районом, некоторые участки которого просто снесли. К многодневным маршрутам присоединяются старшие студенты и выпускники кафедры, и число их участников достигает 30–31 человек. Общая продолжительность Хибинской горной практики, как правило, не превышает 31 дня.

Проблемы 1990-х годов коснулись и морской практики. В Крыму становилось все сложнее, в 1994 г. Е.И. Игнатов провел практику в Калининградской области. Аспирантка Н.В. Шевченко предложила новый район – Беломорскую биологическую станцию (ББС) биологического факультета МГУ в Кандалакшском заливе Белого моря. В 1995 г. вместе с А.А. Лукашовым ею при поддержке заведующего кафедрой Г.А. Сафьянова и директора ББС Г.Г. Новикова был совершен первый выезд туда из Хибин с половиной группы геоморфологов. В 1996 г. студенты остались без моря. На следующий год на ББС прошла полноценная морская/береговая практика. Ею руководили Е.И. Игнатов (начальник практики), В.И. Мысливец, Е.Г. Маев и Н.В. Шевченко.

Морская Беломорская практика проводится теперь непрерывно с 1997 г. (кроме 2001–2002 и 2020 гг.). Ею руководили Е.И. Игнатов (1997–2015), Ф.А. Романенко (с 1998 г., кроме 2015 и 2021 гг.), Н.В. Шевченко (1997–2013), Т.Ю. Репкина (2008–2021), Н.Н. Луговой (с 2014), Е.Г. Маев (2005), В.В. Фроль, В.А. Алексеева (2022). В 1999–2001 гг. Е.И. Игнатов проводил морскую практику в Геленджике на базе Института океанологии РАН в Голубой бухте. Ему в разные годы помогали Л.А. Жиндарев, С.А. Огородов, Е.Н. Бадюкова и Г.А. Плужникова. Но условия проведения практики на южных морях существенно сложнее, и опыт был признан не совсем удачным.

С 1997 г. две части учебной практики на севере – морская и горная – неразрывно связаны. Студенты и преподаватели выезжают поездом на ББС до станции Пояконда, идут катером на ББС, откуда после завершения морской практики продолжительностью 10–14 дней и подготовки отчета переезжают в Хибины, заезжая по дороге в села Ковда, Кузрека, пос. Лесозаводский или в Лапландский заповедник. В программу практики входят пешие береговые маршруты по побережью и островам Кузокоцкого архипелага, судовые работы на судах ББС, береговые промеры, эхолотирование и отбор донных проб с маломерных судов, геоморфологическое планографирование приливной осушки (литорали). Иногда удается расширить район практики. Так, в 2008 г. группу удалось вывезти на Соловецкие острова, в 2012 г. – провести рейс на судне в губу Чупу, на острова Керетского архипелага и Сонострова.

Завершалась практика в 2002–2007 гг. (кроме 2004) так называемым «меридианом» – автобусным маршрутом Кировск (ХУНБ) – Москва. Маршруты менялись и достигли в 2005 г. десяти дней (вместе с Дальними Зеленцами на Мурмане). Удавалось показать студентам целый ряд объектов, обогащавших их представление о рельефе и геологическом строении северо-запада. В 2013 г. состоялся автобусный «микромеридиан» Петрозаводск – Суоярви – Сортавала – Рускеала – Ладожское оз. – Олонец. Его проведению способствовал сотрудник музея Северного Приладожья (г. Сортавала) И.В. Борисов.

Вернувшись в Москву, студенты в течение 10–12 дней пишут отчет, который защищается в конце июля и бережно хранится на кафедре. Общая продолжительность практики по учебному плану – 8 недель (56 дней). Она проводится в одном регионе севера европейской части России – в Северо-Западном Беломорье и на Кольском полуострове, поэтому может именоваться Северной.

Таким образом, можно выделить несколько этапов учебной геолого-геоморфологической практики кафедры геоморфологии и палеогеографии МГУ: 1945 – конец 1960-х – Красновидово – Крым; 1970–1976 и 1985–1991 – Карпаты – Крым; 1977–1983 – Карпаты – Дагестан; 1992 – 1995 – Хибины – Крым/Калининград; с 1997 по настоящее время – ББС – Хибины/меридиан (Северная практика).

В организацию учебной геоморфологической практики студентов-географов разных курсов с конца 1940-х гг. вложен громадный труд как почти всех сотрудников кафедры, так и работников всех упомянутых учебно-научных станций. Спасибо им!

ИЗМЕНЕНИЕ УРОВНЯ МОРЯ – ОДИН ИЗ ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ ФАКТОРОВ В РАЗВИТИИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ (НА ПРИМЕРЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ)

Е.Н. Бадюкова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, badyukova@yandex.ru

Аннотация. Рассматривается реакция береговой зоны на подъем уровня моря. На низменной прибрежной равнине образуется лагуна, на подводном береговом склоне в это же время происходит выработка профиля равновесия, что сопровождается активным размывом. Данное положение позволяет с других позиций рассмотреть кривую колебаний уровня Каспия в конце плейстоцена и позволяет утверждать, что глубокой ательской регрессии не было. Предлагается альтернативная кривая колебаний уровня Каспия. В позднехвалынское время существовал эстуарий, наследующий более ранний. Все изученные разрезы вдоль Нижней Волги приурочены к этому позднехвалынскому эстуарию. Следовательно, датировки, полученные по отложениям из верхних частей разрезов, имеют не раннехвалынский, а позднехвалынский возраст.

Ключевые слова: трансгрессия; регрессия; профиль равновесия; эстуарий; возраст отложений

SEA LEVEL CHANGE IS ONE OF THE DETERMINING FACTORS IN THE DEVELOPMENT OF THE COASTAL ZONE (ON THE EXAMPLE OF THE CASPIAN SEA)

E.N. Badyukova

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract. The reaction of the coastal zone to sea level rise is considered. A lagoon is formed on the low coastal plain, and at the same time an equilibrium profile is developed on the underwater coastal slope, which is accompanied by active abrasion. This position allows us to consider from other positions the curve of fluctuations in the level of the Caspian Sea at the end of the Pleistocene and allows us to assert that there was no deep Atelian regression. An alternative curve of fluctuations of the Caspian Sea level is proposed. In the Late Khvalyn time there was an estuary inheriting an earlier one. All the studied outcrops along the lower Volga are confined to this Late Khvalyn estuary. Consequently, the dates obtained from the sediments from the upper parts of the sections are not of Early Khvalyn, but Late Khvalyn age.

Keywords: transgression; regression; equilibrium profile; estuary; age of sediments

В палеогеографических реконструкциях колебаний уровня Каспия как на территории Северного Прикаспия, так и вдоль Нижней Волги не учитывается реакция береговой зоны на колебания уровня моря. Каспий рассматривается, по сути, как ванная, где уровень поднимается по мере ее заполнения водой и понижается при ее спуске. Однако в береговой зоне всех акваторий (морей, водохранилищ, крупных озер) волновой режим и прибрежная литодинамика играют доминирующую роль. Выработка профиля равновесия на подводном береговом склоне приводит к его размыву и увеличению глубины. Кроме того, происходит сепарация осадков по крупности: более мелкие перемещаются вниз по склону, более грубозернистые формируют пляжевые наносы.

Быстрый подъем уровня Каспия в конце XX в. почти на 2.5 м за 18 лет позволил детально изучить в природе реакцию береговой зоны на трансгрессию. В Дагестане на туралинском полигоне был выделен участок, где регулярно проводилась теодолитная съемка, что и позволило выявить четкую прямую зависимость величины отступания берега от скорости подъема уровня моря.

Данный участок представляет низменную прибрежную равнину, которая была сформирована серией береговых валов во время предыдущей регрессивной стадии. Уклон этой равнины меньше, чем уклон подводного берегового склона. При трансгрессии на ней образовалась обширная лагуна глубиной до 1.0–1.5 м, урез моря отступил на 500 м, при этом берег сохранил аккумулятивный облик. Очень важно подчеркнуть, что на подводном береговом склоне на фоне подъема уровня моря, сопровождающегося выработкой профиля равновесия, всегда происходит размыв. Так наблюдалось и на полигоне: там, где раньше был урез, глубина достигла 7 м. Результаты сравнения навигационных карт на регрессивный и трансгрессивный этапы на соседнем участке дагестанского побережья также наглядно демонстрируют размыв при трансгрессии на подводном береговом склоне, который составил около 5 м. Данные модели развития, а так же натурные наблюдения на берегах широко известны в зарубежной литературе. Интерес к проблеме реакции береговой зоны особенно усилился в последнее время, что объясняется повышением уровня Мирового океана.

Таким образом, при подъеме уровня моря выработка профиля равновесия приводит к размыву подводного берегового склона. Данное положение позволяет с других позиций рассмотреть кривую колебаний уровня Каспия в конце плейстоцена. Принято считать одной из глубоких регрессий на Каспии в конце плейстоцена т.н. ательскую регрессию, когда уровень опускался до –100…–120 м, которая затем сменилась Великой хвалынской трансгрессией до +50 м. Однако закономерный размыв подводного берегового склона при подъеме уровня моря и выработке профиля равновесия позволяет утверждать, что не было ательской регрессии. При условии продолжающегося подъема уровня и отступания берегов размыв на подводном склоне продолжался бы, и, с учетом размеров волн на Каспии и длины их разгона для этого района (доминирующее волнение с ЮВ), он мог достичь 15–20 м. Т. е. на побережье были бы размыты почти все те отложения, которые вскрываются в настоящее время по бортам Ахтубы.

Большое количество датировок из обнажений вдоль Нижней Волги получено из песчаных прослоев, приуроченных к шоколадным глинам (ШГ), которые характерны для верхних частей разрезов и часто залегают непосредственно под почвами [1]. Согласно доминирующему мнению, ШГ являются сравнительно глубоководными осадочными фациями, когда глубина в Северном Каспии варьировалась от 30 до 80 м. Согласно другому мнению, эти отложения образовались в лагунах и в эстуариях, которые формировались в приустьевых участках рек во время трансгрессий Каспия [1, 2]. Литология, возраст и генетическая особенность ШГ, отличающихся от подстилающих отложений, являются ключом к пониманию их происхождения. Во многих разрезах между ШГ и подстилающими песками были зафиксированы континентальные отложения, иногда глины залегают непосредственно на песках с включениями пресноводной фауны, а также на морских песках регрессивных террас раннехвалынского возраста. В ряде случаев в ШГ сохраняются корни тростника, что явно свидетельствует о наличии в то время береговой линии моря. ШГ трансгрессивно перекрывают озерные, аллювиально-дельтовые, субаэральные и морские отложения. В них много песчаных прослоев, в которых, помимо морских раковин, часто содержатся раковины моллюсков, предпочитающих жить на мелководье в солоноватой или пресной воде.

В Северном Каспии из-за конфигурации моря, направления господствующих ветров и максимального разгона волн с ЮВ всегда существовала активная гидродинамическая обстановка, часто сопровождающаяся нагонами. Однако в разрезах на всем протяжении вдоль Нижней Волги (более 500 км) и рек на Волго-Уральском междуречье ШГ, судя по их гранулометрическому составу, формировались в спокойной гидродинамической среде. Прошедшим летом аспирант кафедры геоморфологии МГУ Д.М. Лобачева работала как в местных геологических фондах в Ростове, так и в Москве. Просмотрено много отчетов геологических партий. Интересно, что во всех скважинах, приведенных в отчетах, ШГ интерпретируются как лиманно-лагунные, но никак не глубоководные. Такое существенное расхождение мнений и привело к повышенному вниманию к этим отложениям, так как лагунно-эстуарный генезис ШГ требует существенного пересмотра как истории колебаний Каспия, так и возраста этих колебаний. Все вышесказанное позволяет утверждать, что ШГ

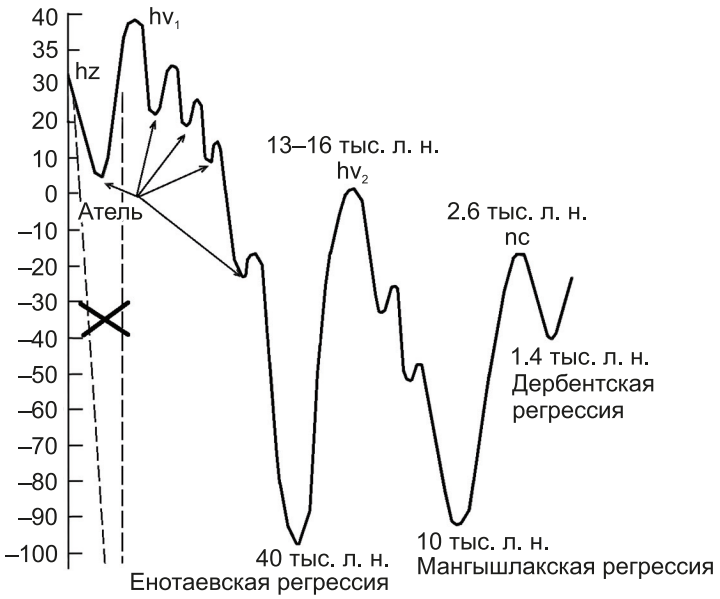
образовались в эстуариях и лагунах, формирующихся на фоне трансгрессий Каспийского моря. Их возраст различен на разных гипсометрических уровнях и может варьироваться от раннехвалынского до позднехвалынского [3].

В последние годы получено большое количество нового уникального материала по разрезам вдоль Нижней Волги. В опубликованных статьях приводится большой массив OSL датировок [4–7], а также обобщен обширный литературный материал по ^{14}C датировкам [8]. Детальные исследования проводят не только палеогеографы, но и геологи, почвоведы, криолитологи, гидрологи, геоморфологи. Во всех многочисленных статьях за последние годы возраст раннехвалынской трансгрессии (не максимальной стадии) оценивается в пределах от 17 до 12 тыс. л. н., а возраст поздней хвалыни буквально только на 1–4 тыс. л. моложе. Многочисленные OSL датировки, полученные по разрезам, а также собранные авторами из всех доступных материалов датировки по ^{14}C, казалось бы, подтверждают принятую схему. Однако такой незначительный временной интервал просто невозможен с учетом многочисленных мелких осцилляций на фоне более крупных колебаний уровня моря, свойственных Каспию.

Анализ местоположения разрезов, откуда получен основной массив датировок, показал, что все они приурочены к эстуарию, протягивающемуся вплоть до с. Средняя Ахтуба. Принято считать, что это эстуарий раннехвалынского времени, однако анализ топокарт и поперечные профили через эстуарий на снимках Google Earth выявили интересную закономерность. Все изучаемые разрезы начинаются не от бровки эстуария, а приурочены к более низким отметкам на его склонах. На снимках хорошо фиксируется более древний эстуарий, в который «вложен» другой, которому и принадлежат все разрезы. Делается вывод, что Ахтуба – это бывший эстуарий, но не раннехвалынский, а более молодой, который образовался в палеоврезе, сформировавшемся в устьевой части Волги на фоне енотаевской регрессии.

Важно отметить, что эстуарий – это не залив, течение реки замедляется по мере подтопления устья реки, но продолжается, т.е. существует уклон реки. По подошве ШГ была проведена прямая и вычислен примерный уклон позднехвалынского эстуария. Затем для сравнения по топокартам масшаба 1:100000 были получены современные отметки уровня реки для Нижней Волги. Рассчитанные уклоны для палеоэстуария и для современной Ахтубы получились примерно одинаковыми, так же как и перепады высот. Уклоны составили примерно 0.0001, перепады высот от Средняя Ахтуба до Цаган-Амана (примерно там располагалась береговая линия позднехвалынского моря) – 12–14 м. Следовательно, все рассматриваемые обнажения вдоль Нижней Волги приурочены к одному позднехвалынскому эстуарию.

Надо подчеркнуть, что кровля всех изучаемых разрезов расположена выше нулевой отметки. Несмотря на обильное фаунистическое содержание хвалынских отложений, практикуемая в настоящее время их стратификация на нижне- и верхнехвалынские образования осуществляется в основном по гипсометрическому положению рассматриваемых разрезов. Согласно широко принятому в настоящее время положению, осадки, залегающие выше отметок 0 м (береговой линии позднехвалынской трансгрессии), относятся к нижнехвалынским отложениям, а верхнехвалынские развиты на более низком гипсометрическом уровне. То, что кровля изучаемых разрезов расположена выше 0 м, позволило исследователям априори считать их раннехвалынскими и, соответственно, все полученные датировки, несмотря на их молодой возраст, принимать за раннехвалынские. Однако в данном случае не учитывался уклон реки в эстуарии и, следовательно, перепад высот, поэтому утверждение, что отложения, лежащие выше 0 м, относятся к раннехвалынским, в данном случае неверно. **Все изучаемые разрезы вдоль Нижней Волги принадлежат не раннехвалынскому, а позднехвалынскому времени.** Сравнительно незначительный разброс датировок хвалынских отложений в разрезах вдоль Нижней Волги (13–16 тыс. л. н.) на разных абсолютных отметках (от 14 до 0 м абс.) можно объяснить накоплением осадков в данном случае в эстуарии, где под действием проникающей в него морской воды, являющейся электролитом, глинистая взвесь слипалась в агрегаты, формируя слои ШГ, а песчаные прослои представляют либо аллювиальные, либо морские осадки.



Колебания уровня Каспийского моря в конце плейстоцена – начале голоцена.

Очень интересные информативные материалы по буровым скважинам и геофизическим профилям были получены в Северном Каспии [9]. Обращает на себя внимание отсутствие глубоких ательских врезов, которые должны выявляться, если считается, что регрессия была до –100…–120 м. На схематическом профиле, протягивающемся с севера на юг почти на 80 км, в нижней части залегают песчаные толщи с раковинами. Их возраст закономерно меняется от 30 тыс. лет на глубине около 90 м до 27 тыс. лет на глубинах 30–35 м. Это явно трансгрессивная серия отложений – от мелководных и пляжевых осадков до глубоководных, когда при трансгрессии береговая линия перемещалась на север. Возраст перекрывающих осадков лежит в диапазоне от 22 до 16 тыс. лет [9]. Принимая во внимание приведенные ранее датировки, можно сделать вывод, что в скважинах на акватории Северного Каспия вскрываются не раннехвалынские отложения, а позднехвалынские, образование которых началось после енотаевской регрессии. Возраст последней, согласно датировкам в приведенной статье, может быть около 40 тыс. лет. Судя по продольному профилю, данная регрессия достигала глубины 90–95 м.

В заключение надо отметить, что в настоящее время в Северном Каспии выявлено две дельты, которые сформировались, скорее всего, во время глубоких регрессий: в конце неоплейстоцена, в хвалынское время это енотаевская регрессия, в голоцене – мангышлакская. Еще одной, ательской, дельты нет, что подтверждает вывод о том, что данной регрессии не было [10]. В заключение приводится альтернативная кривая колебаний уровня Каспия, на которой возраст раннехвалынской трансгрессии отсутствует, так как этот вопрос пока достаточно спорный (рисунок).

На основании вышесказанного можно сделать следующие выводы.

1. Не было глубокой ательской регрессии, ательские слои венчают ахтубинские пески, т. е. отложения одной из первых дельт. Черноярские и другие пески, перекрытые лёссовидными суглинками и ШГ, – это следующие стадии последовательного отступания моря и вслед за ним более молодых дельт, перекрытых впоследствии лагунными хвалынскими отложениями.

2. Не было великой хвалынской трансгрессии. После позднехазарской трансгрессии последовала раннехвалынская, незначительно превышающая позднехазарскую. Затем на фоне общего поэтапного понижения уровня Каспия происходила серия хвалынских трансгрессий.

3. Во время стадий хвалынских трансгрессий вдоль Нижней Волги существовали эстуарии, один из последних (позднехвалынский) «вложен» в предыдущий и протягивался вплоть до пос. Средняя Ахтуба. В этом палеоэстуарии откладывались ШГ и другие отложения, возраст которых не раннехвалынский, а позднехвалынский.

4. В скважинах в Северном Каспии вскрываются отложения конца енотаевской регрессии и трансгрессивные осадки начала последующей позднехвалынской трансгрессии.

1. Бадюкова Е.Н. Генезис хвалынских (плейстоценовых) шоколадных глин Северного Прикаспия // Бюллютень МОИП. Отдел. геологии. 2000. Т. 75. № 5. С. 25–31.

2. Макшаев Р.Р. Палеогеография Среднего и Нижнего Поволжья в эпоху раннехвалынской трансгрессии Каспия: Автореф. дис… канд. геогр. наук. М., 2019. 28 с.

3. Бадюкова Е.Н. История колебаний уровня Каспия в плейстоцене (была ли великая хвалынская трансгрессия?) // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. 2015. № 74. С. 111–120.

4. Kurbanov R.N., Buylaert J.-P., Stevens T., Taratunina N.A., Belyaev V.R., Makeev A.O., Lebedeva M.P., Rusakov A.V., Solodovnikov D., Költringer C. et al. A detailed luminescence chronology of the Lower Volga loess-palaeosol sequence at Leninsk // Quaternary Geochronology. 2022. Vol. 73. 101376. DOI:10.1016/j.quageo.2022.101376.

5. Taratunina N.A., Buylaert J.-P., Kurbanov R.N., Yanina T.A., Makeev A.O., Lebedeva M.P., Utkina A.O., Murray A.S. Late Quaternary evolution of lower reaches of the Volga River (Raygorod section) based on luminescence dating // Quaternary Geochronology. 2022. Vol. 72. 101369. DOI:10.1016/j.quageo.2022.101369.

6. Butuzova E.A., Kurbanov R.N., Taratunina N.A., Makeev A.O., Rusakov A.V., Lebedeva M.P., Murray A.S., Yanina T.A. Shedding light on the timing of the largest Late Quaternary transgression of the Caspian Sea // Quaternary Geochronology, 2022. Vol. 73. 101378. DOI:10.1016/j.quageo.2022.101378.

7. Zastrozhnov A., Danukalova G., Golovachev M., Titov V., Osipovs E., Simakova A., Yakovlev A., Yakovleva T., Aleksandrova G., Shevchenko A. et al. Biostratigraphical investigations as a tool for palaeoenvironmental reconstruction of the Neopleistocene (Middle-Upper Pleistocene) at Kosika, Lower Volga, Russia // Quaternary International. 2020. Vol. 540. P. 38–67. DOI:10.1016/j.quaint.2018.11.036.

8. Макшаев Р.Р., Ткач Н.Т. Хронология хвалынского этапа развития Каспия по данным радиоуглеродного датирования // Геоморфология. 2023. Т. 54. № 1. С. 37–54. DOI:10.31857/S2949178923010103.

9. Yanina T., Sorokin V., Bezrodnykh Yu., Romanyuk B. Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // Quaternary International. 2018. Vol. 465. Part A. P. 130–141. DOI:10.1016/j.quaint.2017.08.003.

10. Бадюкова Е.Н. Колебания уровня Каспийского моря в неоплейстоцене (была ли ательская регрессия?) // Океанология. 2021. Т. 61. № 2. С. 320–329. DOI:10.31857/S0030157421010020.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ОРГАНИЗОВАННОСТЬ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ В СТЕПЯХ ДАУРИИ

О.И. Баженова[1], Е.М. Тюменцева[2], А.А. Черкашина[1]

[1] Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, Россия, bazhenova_o49@mail.ru
[2] Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. С системных позиций по данным многолетних стационарных наблюдений и материалам изучения разрезов голоцена показана упорядоченность процессов экзогенного рельефообразования в степях Юго-Восточного Забайкалья. Пространственная организованность представлена малыми флювиальными и озерными бассейнами. Смена состояний во времени включает три динамические фазы – нормальную зональную, перигляциальную и аридную, которые повторяются в циклах различного иерархического уровня. Вероятный спектр строго ограниченного числа

состояний определяется положением степей близ южной границы криолитозоны и вдоль северных пределов обширной аридной области Центральной Азии.

Ключевые слова: механизм экзогенного рельефообразования; геоморфологические системы; функционирование; цикличность; динамические фазы

SPATIO-TEMPORAL ORGANIZATION OF GEOMORPHOLOGICAL SYSTEMS IN THE STEPPES OF DAURIA

O.I. Bazhenova[1], E.M. Tyumentseva[2], A.A. Cherkashina[1]

[1] Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia
[2] Irkutsk state university, Irkutsk, Russia

Abstract. From a systematic point of view, according to the data of long-term stationary observations and materials from the study of Holocene sections, the orderliness of the processes of exogenous relief formation in the steppes of the South-Eastern Transbaikalia is shown. Spatial organization is represented by small fluvial and lake basins. The change of states in time includes three dynamic phases – normal zonal, periglacial and arid, which are repeated in cycles of various hierarchical levels. The probable spectrum of a strictly limited number of states is determined by the position of the steppes near the southern boundary of the permafrost zone and along the northern limits of the vast arid region of Central Asia.

Keywords: mechanism of exogenous relief formation; geomorphological systems; functioning; cyclicity; dynamic phases

Отмечающееся в настоящее время повышение интереса к совершенствованию представлений о механизмах рельефообразования и созданию общей схемы эволюции рельефа [1] вызывает необходимость обратиться к идее А. Шоллея [2] об изучении не отдельно взятых форм и процессов, а их взаимодействий – геоморфологических систем [3]. Процесс рельефообразования представляет собой непрерывно протекающую, бесконечную смену геометрических характеристик рельефа, отражающих различные комбинации и взаимодействие потоков вещества [4], поэтому для раскрытия механизмов рельефообразования необходимо найти в этом, на первый взгляд хаотичном, взаимодействии потоков параметры пространственно-временной упорядоченности.

Один из подходов комбинирования пространства и времени в географических исследованиях заключается в последовательном рассмотрении географического пространства в различные временные срезы. Каждому иерархическому уровню систем свойственно свое характерное время функционирования, поэтому при изучении механизмов формирования рельефа важен выбор такого пространственного масштаба геоморфологической системы, который позволит полностью рассмотреть ее функционирование за определенный цикл рельефообразования. При этом следует взять такую наименьшую геоморфологическую ячейку (систему), которая была бы носителем свойств некой группы геоморфологических систем. В географии основной ячейкой материально-энергетического обмена выступают элементарные геосистемы [5], в геоморфологии в качестве элементарных геоморфологических систем чаще всего используются малые лито- и водосборные бассейны. Все элементы такого бассейна представляют собой единое целое, так как объединены потоками вещества и энергии [3]. На этих небольших по размерам и очень динамичных объектах можно в течение относительно короткого времени проследить всю совокупность изменений, составляющих механизм функционирования геоморфологических систем.

Ключевой территорией для изучения функционирования геоморфологических систем стало Юго-Восточное Забайкалье, степи которого относятся к центрально-азиатскому классу степных ландшафтов, сочетающих черты горных и равнинных степей. Район представляет собой экотон. В его

пределах сфокусировано несколько переходных зон. Он расположен у южной границы криолитозоны и вдоль северных пределов обширной аридной области Центральной Азии, а также в зоне сочленения бассейна Верхнего Амура с областью внутреннего стока. Влияние большого набора факторов на динамику рельефа обеспечивает частую смену механизмов и направлений перемещения вещества в системах. Эти смены во времени происходят не хаотично, а упорядоченно. Материалы детальных исследований в Даурском регионе послужили основой для создания учения о геоморфологических системах [3] и учения о геосистемах В.Б. Сочавы [5]. Эти теоретические разработки сыграли революционную роль в изучении механизма пространственной дифференциации вещества и временной организованности рельефообразования. Ключевым в учении было, по данным стационарных наблюдений на клеточном уровне, как говорил В.Б. Сочава, в рамках молекулярной географии понять механизмы функционирования самых малых элементарных геосистем, а затем расширить эти знания в пространстве и во времени [5]. Пространственный охват включает озерные бассейны региона с детальным рассмотрением функционирования бассейна оз. Хара-Нур. Временной период охватывает весь голоцен. Для получения такой информации, помимо широкого использования литературных источников по сопредельным районам Юго-Восточного Забайкалья и Монголии, были проведены при поддержке РФФИ (проект № 13-05-00524) специальные исследования литологических записей голоцена по 18 опорным разрезам. Это позволило понять особенности временной организованности геоморфологических систем и расшифровать коды эволюции рельефа.

При этом познание временной организованности геоморфологических систем относится к одной из наиболее сложных задач современной геоморфологии. Ее решение возможно на основе синтеза результатов трех составляющих процесса познания, характеризующих временную смену геоморфологических событий: итогов стационарных наблюдений за современной динамикой рельефа, исторических сведений и палеогеографических реконструкций. При этом особую ценность приобретают материалы стационарных исследований, которые выступают связующим звеном между прошлым и будущим. Только в ходе подробных и длительных стационарных исследований можно получить данные, необходимые для построения моделей функционирования геосистем, прогноза изменения их состояний и тем более управления этим состоянием [5].

В проблеме временной организованности геосистем одно из ключевых понятий – состояние системы – ее некоторое качество, которое описывается набором признаков или параметров состояния, сохраняющихся некоторое время [3–5]. Согласно Ю.Г. Симонову [3], весь путь эволюции рельефа можно рассматривать как непрерывную смену разнокачественных состояний различной длительности, характеризующихся единством структуры и функционирования систем. Смена таких состояний носит упорядоченный циклический характер и является неотъемлемой структурной особенностью систем. Следует подчеркнуть, что речь идет об изменении во времени целостного состояния системы, а не отдельных процессов и явлений.

Стационарные наблюдения за динамикой рельефа проводились тремя поколениями исследователей в малом литосборном бассейне пади Веснянка, расположенном в отрогах Нерчинского хребта, а также в бассейне оз. Хара-Нур и на прилегающих территориях. В работе на примере этого бассейна показаны особенности современной внутривековой организации рельефообразования во внутриконтинентальных семиаридных условиях восточного муссонного сектора Центральной Азии. Для района были характерны неоднократные перестройки гидрографической сети, обусловленные колебаниями климата и тектоническими движениями земной коры. Во время этих перестроек сток рек менял свое направление, возникали и исчезали крупные озерные бассейны [6]. В настоящее время область внутреннего стока Центральной Азии, включающая сопредельные территории России, Китая и Монголии, представлена системой бессточных бассейнов различного размера, насчитывающих порядка 5000 озер. На российской части территории расположено более 350 больших и малых соленых озер.

Бассейн оз. Хара-Нур расположен на границе с Монголией (рис. 1), и его можно рассматривать в качестве наименьшей геоморфологической системы, сохраняющей целостность и обладающей всеми свойствами субаридных морфодинамических систем Центральной Азии.

В субаридных районах юга Сибири управляющим параметром поведения геоморфологических систем в естественных условиях выступает климат [7]. Особенно высокая согласованность геоморфологических и климатических изменений выявляется при анализе сглаженных рядов, что позволяет достаточно надежно использовать климатические данные при изучении временной организованности систем.

Выявленные циклы изменения увлажненности территории определяют частоту, последовательность и продолжительность внутривековых смен динамических фаз рельефообразования бессточных озерных бассейнов. Впервые динамические фазы экзогенного рельефообразования описал В.В. Ламакин [8]. Это понятие используется для обозначения частей циклов рельефообразования, следующих друг за другом в определенном порядке и различающихся между собой дальним или ближним транспортом вещества, уровнем интенсивности и структурой процессов, а также характеризующихся тем или иным состоянием земной поверхности. Структура динамических фаз дает представление о временном инварианте геоморфологической системы, свойственном тому или иному морфоклиматическому району.

При этом особый интерес вызывает рассмотрение ритмичности геоморфологических процессов в голоцене на фоне изменения почвенно-климатического индекса, вычисленного по данным соотношения гуминовых и фульвокислот в голоценовых почвах разрезов (рис. 2). Исследованием выявлена упорядоченность рельефообразования во времени, показано сложное взаимодействие и закономерная смена процессов, которые объединены в циклы различного иерархического уровня. Установлено, что каждый цикл начинается с экстремальной фазы интенсивного флювиального

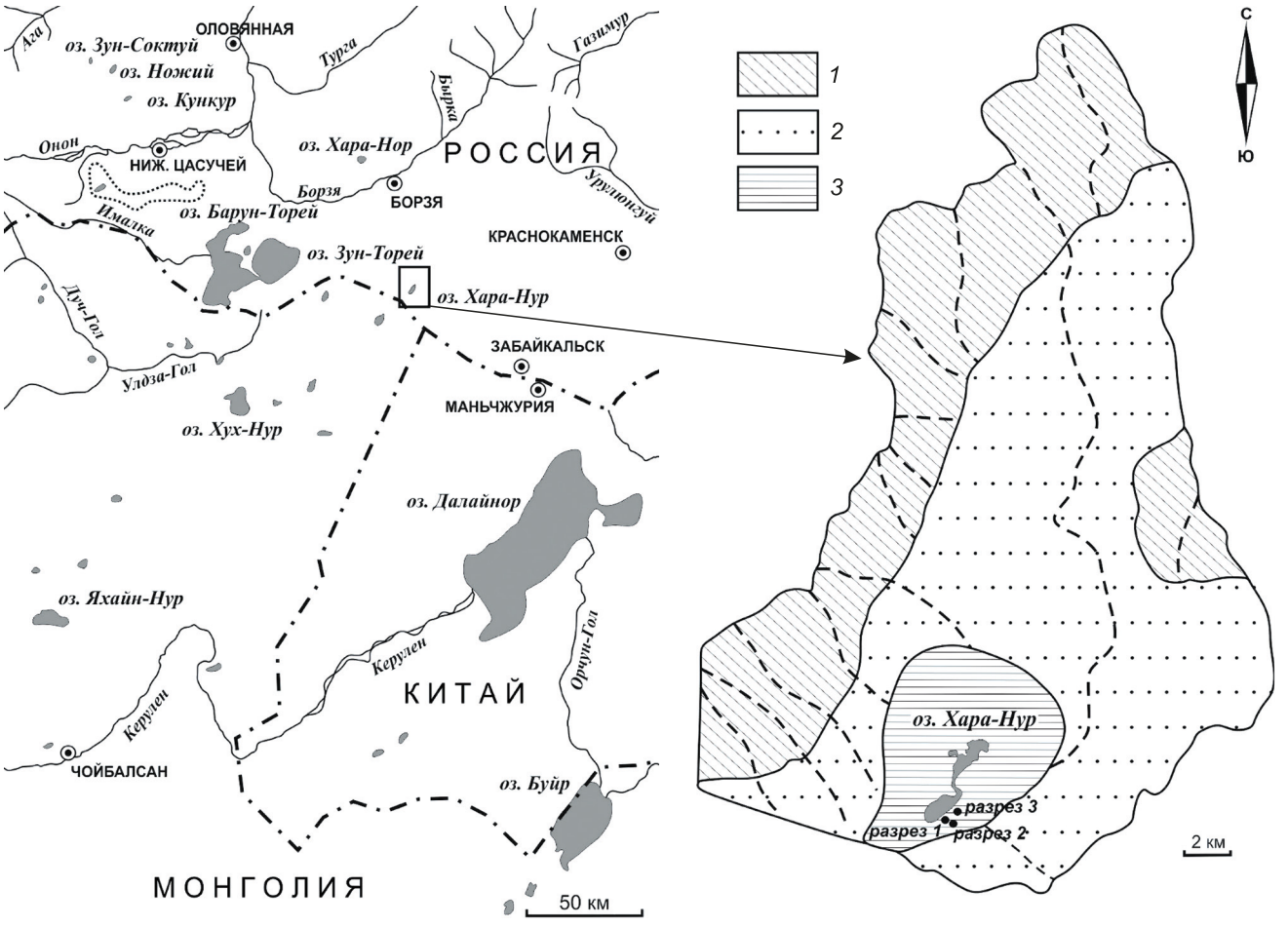


Рис. 1. Трансграничное положение бассейна оз. Хара-Нур и его структура.
1 – зона денудации (малые литосборные бассейны), *2* – зона транзита вещества (пади временных водотоков), *3* – зона интеграции вещества (озерная котловина).

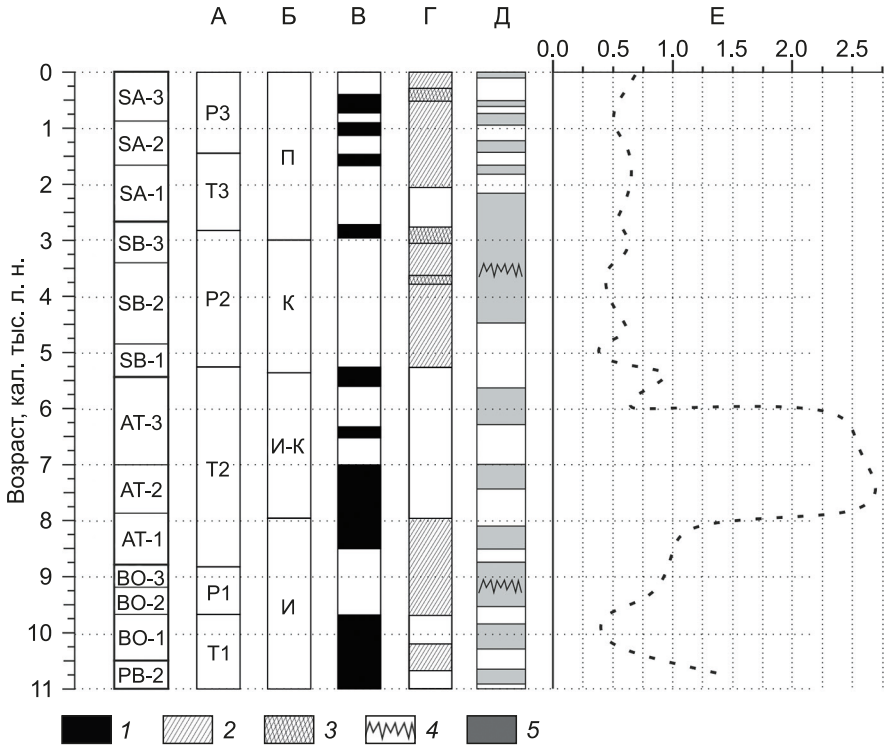


Рис. 2. Смена динамических фаз экзогенного рельефообразования в степях Даурии в голоцене на фоне изменения почвенно-климатического индекса.

А – смена процессов в озерных бассейнах, по [9]; Б – направленность флювиального рельефообразования, по [10, 11]; В – флювиальные события; Г – фазы активизации эоловых процессов; Д – зональные фазы интеграции вещества в системах и формирования почв; Е – изменение почвенно-климатического индекса (соотношение гуминовых и фульвокислот – Сгк/Сфк). Фазы: И – инстративная, И-К – инстративно-констративная, К – констративная, П – перстративная. *1* – фазы флювиальной активности; *2* – эоловые процессы аридных фаз; *3* – интенсивная дефляция; *4* – активизация криогенеза; *5* – формирование почв.

сноса и выноса вещества из системы. Флювиальные горизонты слагают нижнюю часть голоценового макроцикла, продолжительность которого около 10 тыс. лет.

Экстремальные флювиальные события неоднократно происходили между 7090±120 (ЛУ-8065) и 8480±130 (ЛУ-8068) кал. л. н. Катастрофический флювиальный снос отмечался также в переходное от атлантического к суббореальному периоду время. В пади Крементуй период активного флювиального сноса, определенный расчетным путем, закончился 5277 кал. л. н., в долине Онона фаза высокой интенсивности флювиальных процессов – 5020±190 кал. л. н. (ЛУ-8085). Наконец, подошва 130-летних циклов субатлантического периода голоцена представлена пролювиальными отложениями.

Нормальная зональная фаза интеграции вещества в бассейнах в разрезах фиксируется погребенными гумусовыми горизонтами почв, по которым в эоловых отложениях успешно диагностируются 1800-летние циклы. Региональное развитие в Даурии получили почвы, возраст которых около 8000, 6400 и 4600 кал. л. н., а также 1200–1400 кал. л. н. Особо благоприятные для почвообразования относительно влажные и теплые условия отмечались в среднем голоцене, во время которого были сформированы мощные региональные почвы.

Для верхней части отложений каждого цикла характерны супесчано-пылеватые эоловые горизонты экстремальных аридных фаз. В целом на протяжении голоцена отмечается повышение аридизации окружающих ландшафтов. Усиление сухости климата в позднем голоцене было особенно характерно для Забайкалья и других районов Центральной Азии [12, 13]. В этих условиях резко возрастала интенсивность эоловых процессов, игравших главную роль в формировании верхней части разрезов голоцена.

Таким образом, проведенное исследование свидетельствует о сложной временной организации геоморфологических систем в степях Центральной Азии. Ритмические колебания климатических параметров, выраженные в неоднократном чередовании периодов увлажнения – иссушения, потепления – похолодания, вызывают последовательную смену зональных (средних) и гиперзональных (экстремальных) условий рельефообразования. Эти периоды имеют различную продолжительность, но их чередование сопровождается сменой строго ограниченного набора состояний. Вероятный спектр таких состояний определяется положением степей близ южной границы криолитозоны и вдоль северных пределов обширной аридной области Центральной Азии, а также их приуроченностью к бассейну Амура. С влиянием криолитозоны связано формирование перигляциальных состояний, соседство с аридными регионами проявляется в форме аридных и семиаридных состояний, а под влиянием муссонов возникают семигумидные состояния. Преобладающая тенденция поведения морфодинамических систем в степях Центральной Азии направлена на вынос вещества в функционально с ними связанные флювиальные и эоловые крупные региональные системы с сохранением динамического равновесия.

1. Тимофеев Д.А. Размышления о фундаментальных проблемах геоморфологии. Избранные труды. М.: Медиа-ПРЕСС, 2011. 528 с.

2. Шоллей А. Структурная и климатическая геоморфология // Вопросы климатической и структурной геоморфологии. М.: Изд-во иностранной литературы, 1959. С. 11–31.

3. Симонов Ю.Г. Учение о геоморфологических системах // Проблемы теоретической геоморфологии / Ред. Г.С. Ананьев, Л.Г. Никифоров, Ю.Г. Симонов. М.: Изд-во Московского университета, 1999. С. 23–25.

4. Симонов Ю.Г. Геоморфология: Методология фундаментальных исследований. СПб.: Питер, 2005. 427 с.

5. Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1978. 318 с.

6. Воскресенский С.С., Постоленко Г.А., Симонов Ю.Г. Генезис и строение рельефа Юго-Восточного Забайкалья // Геоморфологические исследования. М., 1965. С. 11–122.

7. Баженова О.И., Мартьянова Г.Н. Современные морфоклиматические режимы степей и лесостепей Сибири // География и природные ресурсы. 2002. № 3. С. 57–64.

8. Ламакин В.В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений // Землеведение. 1948. Т. 2 (42). С. 154–187.

9. Баженова О.И., Черкашина А.А. Голоценовый морфолитогенез в озерных котловинах Юго-Восточного Забайкалья // Геоморфология. 2018. № 2. С. 4–19.

10. Карасев В.В. Кайнозой Забайкалья. Чита, 2002. 127 с.

11. Чичагов В.П. Эоловый рельеф Восточной Монголии. М.: Изд-во ИГ РАН, 1999. 270 с.

12. Севастьянов Д.В., Дорофеюк Н.И., Лийва А.А. Палеоэкология озер в голоцене // Лимнология и палеолимнология Монголии. СПб.: Наука, 1994. С. 248–263.

13. Базарова В.Б., Лящевская М.С., Орлова Л.А. Палеоклиматические события позднего голоцена в пойменных отложениях малых рек Юго-Восточного Забайкалья // География и природные ресурсы. 2014. № 2. С. 115–123.

АКТИВНОСТЬ СКЛОНОВЫХ ПРОЦЕССОВ В ДОЛИНАХ РЕК ШУМНОЙ И ГЕЙЗЕРНОЙ (КАМЧАТКА) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДЕШИФРИРОВАНИЯ РАЗНОВРЕМЕННЫХ СНИМКОВ

Е.А. Балдина[1], Е.В. Лебедева[2], Н.В. Аникина[2]

[1] Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, г. Москва, Россия, baldina@geogr.msu.ru

[2] Институт географии РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. Проведено сопоставительное исследование двух горных долин с наличием газогидротермальных процессов и без них путем дешифрирования разновременных космических снимков. Использованы снимки высокого пространственного разрешения (0.5–5.0 м) на середину 1960-х гг. (KeyHole-4 CORONA) и современные на период 2016–2021 гг. разных съемочных систем. Установлено, что в условиях развития газогидротермальных проявлений площадь участков склонов, пораженных активными процессами, в 2–3 раза превышает таковую на участках без газогидротерм.

Ключевые слова: газогидротермальные явления; дешифрирование; разновременные снимки; динамика склоновых процессов

THE ACTIVITY OF SLOPE PROCESSES IN THE VALLEYS OF THE SHUMNAYA AND GEYSERNAYA RIVERS (KAMCHATKA) BASED ON THE RESULTS OF MULTI- TEMPORAL IMAGES INTERPETATION

E.A. Baldina[1], E.V. Lebedeva[2], N.V. Anikina[2]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

[2] Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. A comparative study of two mountain valleys with the presence of gas-hydrothermal processes and without them was carried out by interpretation of multi-temporal satellite images. Images of high spatial resolution (0.5–5.0 m) for the mid-1960s (KeyHole-4 CORONA) and modern images for the period 2016–2021 of different imaging systems were used. It was found that under conditions of gas-hydrothermal manifestations, the sectors of slope areas affected by active processes is 2–3 times greater than that in sites without gas-hydrotherms.

Keywords: gas-hydrothermal manifestations; images interpretation; multi-temporal images; dynamics of slope processes

В геотермальных зонах районов современного вулканизма на геоморфологические процессы на склонах значительное влияние оказывают многочисленные выходы разнообразных по составу газогидротерм, которые не только прогревают и увлажняют горные породы, но и изменяют физические свойства последних [1, 2]. Гидротермальные глины имеют низкое внутреннее сцепление и, следовательно, могут легко смещаться, формируя масштабные оползни или оползни-обвалы даже при слабых сейсмических событиях и/или выпадении обильных осадков, как это неоднократно наблюдалось за последние десятилетия в долине р. Гейзерной на Камчатке [3–6 и др.].

Активность склоновых процессов в условиях газогидротермального воздействия была прослежена авторами [7, 8] за последние несколько десятилетий для долины среднего и нижнего течения р. Гейзерной (Камчатка) на основе обширной базы разновременных снимков [9]. На

рассматриваемом участке в днище долины реки и на ее левом борту наблюдаются выходы термальных источников и парогазовых струй, а также грязевые котлы Гейзерного и Верхнегейзерного термальных полей. На обследованной по снимкам 1964-2020 гг. части долины площадью 24.8 км^2 (рис. 1) суммарная площадь обнажений, т. е. участков, пораженных современными процессами рельефообразования (преимущественно склоновыми, реже эрозионными), в 1964 г. составляла 10.5 %, в 2009 г. возросла до 14.8 %, а к 2017 г. сократилась до 13.5 % [7].

Для оценки влияния газогидротермальных проявлений на характер и активность протекания склоновых процессов целесообразно сравнить интенсивность проявления последних на участках с выраженной газогидротермальной активностью и на расположенных в близких природных условиях склонах, но без газогидротерм. Ранее авторами было проведено сравнение правого и левого борта долины р. Гейзерной. На участке с газогидротермальными проявлениями (левый борт) площадь активных процессов рельефообразования втрое превышала таковую на склоне без газогидротерм [8]. Однако на левом борту долины на данном участке в большей мере представлены и зоны трещиноватости, так как он в целом совпадает с кальдерообразующим разломом. Кроме того, влияние на характер процессов в какой-то мере могла оказать и экспозиция склонов, поэтому для подтверждения полученного заключения было принято решение провести аналогичные исследования в другой долине в сходных физико-географических условиях, но не затронутой газогидротермальными процессами. В качестве долины-аналога был выбран фрагмент среднего течения р. Шумной (выше впадения р. Гейзерной) площадью 11.6 км^2.

На выбор данного участка повлияли несколько факторов. Во-первых, эта часть долины р. Шумной расположена в сходных природных условиях, что позволяет не принимать во внимание влияние на склоновые процессы, например, погодно-климатических условий. Во-вторых, абсолютные отметки днищ (390–650 м н.у.м), глубина врезов (увеличиваются вниз по течению от 300 до 500 м), средняя крутизна склонов (20–30°), литологическое строение (выходы лав, пород дайкового комплекса и вулканогенно-озерных туфов) этих участков р. Гейзерной и р. Шумной близки. В-третьих, каждый из анализируемых фрагментов долин состоит из двух частей, ориентированных с СЗ на ЮВ и с ЮЗ на СВ, что дает возможность сравнивать, в том числе, склоны одной экспозиции. В-четвертых, рассматриваемые фрагменты долин сформировались вдоль разломов, ограничивающих Узон-Гейзерную кальдеру. В-пятых, оба анализируемых участка характеризуются значительным сходством растительного покрова с выраженной высотной поясностью: на абс. отметках до 700 м встречаются высокотравье и парковые леса из каменной березы, выше доминируют ольховый и кедровый стланики, на высоте от 900–1000 м – горные тундры. Немаловажно и то, что выбранная часть долины р. Шумной изображена на тех же снимках, по которым проводилось дешифрирование проявлений склоновых процессов в долине р. Гейзерной, что позволяет проводить сравнительную оценку двух долин на основе анализа одних и тех же исходных материалов.

Для дешифрирования проявлений склоновых процессов в долине р. Гейзерной были использованы высококачественные снимки сверхвысокого пространственного разрешения (GeoEye, Pleiades –1A/1B, World-View-2 2009–2017 гг.), подробно охарактеризованные в работе [9]. Некоторые из них захватывают лишь самую нижнюю часть долины р. Шумной. Наиболее полезными для исследования долины этой реки оказались материалы съемок, охватывающие одновременно обе долины. К их числу относятся как архивные снимки со спутника KeyHole-4 (CORONA) 1964 и 1967 гг., так и относящиеся к современному периоду снимки с российского спутника Ресурс-П1/П2 (ГеотонЛ) 2015 и 2016 гг. Последние представлены в многозональном (пространственное разрешение ~1.7 м) и панхроматическом (~0.5 м) вариантах. Однако и архивные, и относительно современные данные на эту долину не скорректированы по рельефу (они представлены без ортотрансформирования), а потому изображения на них сильно и по-разному искажены. Это обстоятельство затрудняет их использование для получения точно сравнимых количественных параметров и очертаний контуров. Этих недостатков лишено доступное в онлайн режиме высокодетальное покрытие ESRI World Imagery (https://www.arcgis.com/home/item.html?id=10df2279f9684e4a9f6a7f08febac2a9): снимок на интересующую авторов часть долины р. Шумной получен 4 октября 2020 г. Его существенным

недостатком является значительная затененность крутого правого борта северной экспозиции из-за низкого положения Солнца при съемке.

Анализ большей части проанализированных снимков также затруднен в нижней части правого борта долины р. Шумной из-за ее недостаточного освещения, причем это в значительной степени относится как к архивным, так и к современным снимкам. Однако отдельные участки затененного склона можно увидеть на детальных цветных снимках с российского спутника Ресурс-П1/П2 (Геотон-Л) от июля 2016 г. Кроме того, этот участок был изучен во время аэровизуальных наблюдений (2020–2021гг.). Вероятно, что и снимок 1964 г. был получен не позднее августа (по характеру затенения склона он похож на снимок начала августа (Planet) и конца июля Ресурс-П1/П2). Полезными оказались и некоторые из снимков со спутников CubeSat американской компании Planet Labs: снимки 22 августа 2016 г. и 3 августа 2021 г. также захватывают часть исследуемой территории. Эти снимки относительно невысокого качества по яркостным характеристикам, их пространственное разрешение составляет 5 м, но они ортотрансформированы и передают правильные очертания контуров в плане.

Подход, примененный авторами ранее [7] при исследовании долины р. Гейзерной, опирающийся на подтвержденный полевыми наблюдениями способ оценки активности экзогенных процессов в горном районе путем выявления и прослеживания изменений по снимкам очертаний участков, лишенных растительного покрова, был применен и при анализе состояния склонов долины р. Шумной. При дешифрировании разновременных снимков выявлялись различия во времени и по площади. Обзорное сравнение двух долин на каждом из двух панхроматических снимков, разделенных

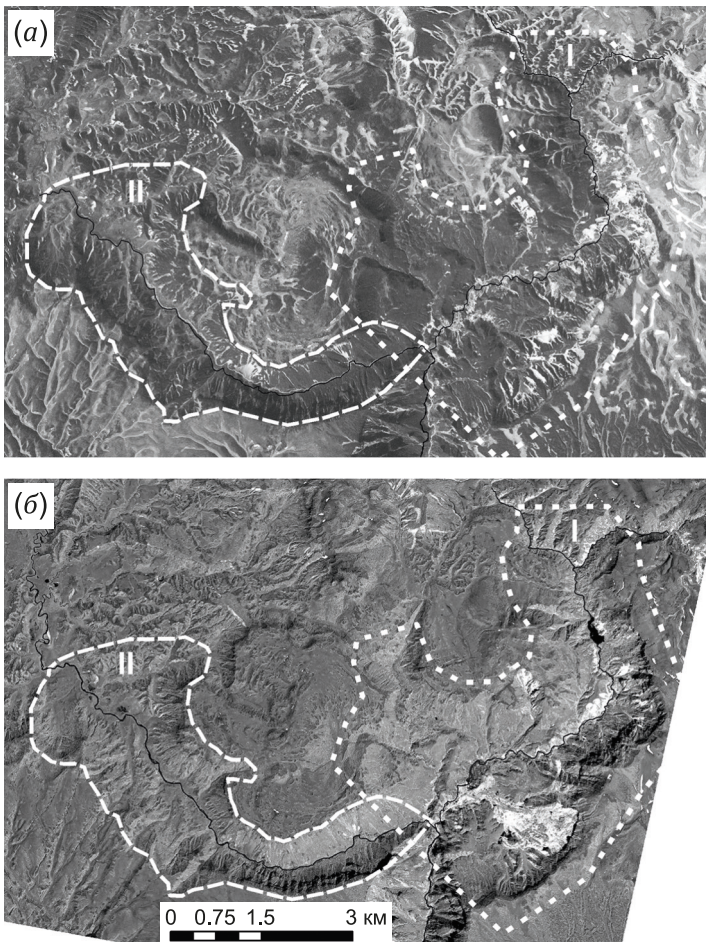


Рис. 1. Разновременные снимки высокого пространственного разрешения, на которых изображены исследованные фрагменты долин р. Гейзерной (I – точечный пунктир) и р. Шумной (II – пунктирная линия). (*а*) – Key-Hole-4 (Corona) 1964 г.; (*б*) – Ресурс-П1/П2 (ГеотонЛ) от июля 2016 г.

55-летним интервалом времени (рис. 1), позволяет уверенно утверждать, что число участков без растительности (яркий светлый тон) в долине р. Гейзерной (I) значительно больше, чем в долине р. Шумной (II), как на снимке 1964 г. (а), так и на современном (б). При этом приходится учитывать, что при таком варианте съемки обнажения более темноцветных пород могут слабо отличаться от тона растительного покрова, а нерастаявшие снежники (наличие которых нельзя исключить на снимке 1964 г.) практически не отличаются от обнажений пород светлых оттенков. Кроме того, на панхроматических снимках со спутника Key-Hole-4 (Corona) некоторые участки, лишенные растительного покрова, и участки с низкорослой травянистой или разреженной растительностью также имеют достаточно высокую яркость изображения, поэтому их уверенное разделение в некоторых местах возможно с опорой на современные цветные снимки.

Для детального дешифрирования участков развития склоновых процессов на выделенной части долины р. Шумной были использованы все доступные снимки, в том числе при разных вариантах цветового синтеза многозональных снимков (для современного этапа), а также цифровая обработка снимков (для обоих временных срезов). Для количественных определений выполнено визуальное контурное дешифрирование обнаженных участков исследуемой части долины р. Шумной по доступным снимкам периодов 1964–1967 и 2016–2021 гг., отстоящих на условно 55 лет. Существенно различающееся качество снимков разных периодов не позволяет выявить достаточно точное соотношение площади участков развития склоновых процессов на левом и правом борту долины р. Шумной (большая часть правого борта затенена на многих снимках), однако визуальное сравнение одинаково освещенных участков правого склона долины показывает их почти неизменное

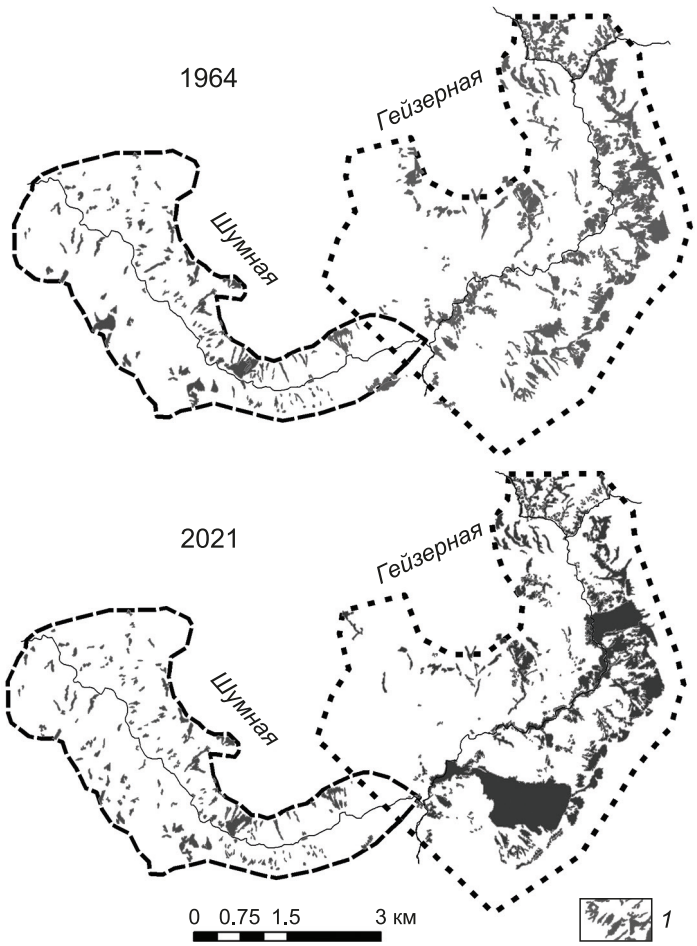


Рис. 2. Результат дешифрирования участков проявления склоновых процессов в долинах рек Шумной (граница – пунктир) и Гейзерной (граница – точечный пунктир). *1* – участки, лишенные растительного покрова.

состояние в 1960-е и в 2020-е гг. Для более равномерно освещенных участков левого и правого борта можно также отметить в целом практически неизменное общее число и состояние участков без растительного покрова для обоих периодов. При этом в более поздний срок можно наблюдать несколько большее покрытие прежде обнаженных участков растительностью. В целом для обследованного по разновременным снимкам участка долины р. Шумной выявляемые различия в площади участков, затронутых современными процессами, находятся в пределах точности, обеспечиваемой доступными снимками. Общая площадь обнажений на рассматриваемом участке на середину 1960-х достигала 0.73 км^2, т.е. 6.3 %, а в 2016–2020 гг. она чуть сократилась – до 0.68 км^2, что составляет 5.8 %. Наиболее корректно изменение площади участков активизации за ~55 лет можно проследить на левом борту долины: в середине 1960-х гг. они занимали там 8.0 %, а в 2016–2020 гг. – 7.1 %. Сравнительную степень изменений в двух долинах за 55-летний период демонстрируют схемы дешифрирования, приведенные на рис. 2.

Таким образом, проведенное исследование позволяет заключить, что в условиях развития газогидротермальных проявлений площадь участков склонов, пораженных активными процессами, в 2–3 раза превышает таковую на участках без газогидротерм.

Методики разработаны в рамках ГЗ географического ф-та МГУ (121051400061–9) и ГЗ ИГ РАН (FMGE-2019–0005). Дешифрирование снимков и полевые исследования осуществлены при поддержке РНФ, грант № 21–17–00216.

1. Фролова Ю.В., Гвоздева И.П., Чернов М.С., Кузнецов Н.П. Инженерно-геологические аспекты гидротермальных преобразований туфогенных пород Долины гейзеров (полуостров Камчатка) // Инженерная геология. 2015. № 6. С. 30–43.

2. Фролова Ю.В., Зеркаль О.В., Гвоздева И.П. Влияние гидротермальных преобразований на физико-механические свойства туфогенных пород Долины Гейзеров и их роль в формировании оползней // Геодинамические процессы и природные катастрофы: Тезисы докладов III всероссийской научной конференции с международным участием (27–31 мая 2019 г., Южно-Сахалинск) / Ред. Л.М. Богомолов. Южно-Сахалинск: ИМГГ ДВО РАН, 2019. С. 186.

3. Пинегина Т.К., Делемень И.Ф., Дрознин В.А., Калачева Е.Г., Чирков С.А., Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Леонов В.Л., Селиверстов Н.И. Камчатская Долина Гейзеров после катастрофы 3 июня 2007 г. // Вестник ДВО РАН. 2008. № 1. С. 33–44.

4. Двигало В.Н., Мелекесцев И.В. Геолого-геоморфологические последствия катастрофических обвальных и обвально-оползневых процессов в Камчатской Долине гейзеров (по данным аэрофотограмметрии) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 5. С. 24–37.

5. Леонов В.Л. Обвал и оползень, произошедшие 4 января 2014 г. в Долине Гейзеров, Камчатка, и их последствия // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. Вып. 23. № 1. С. 7–20.

6. Лебедева Е.В., Сугробов В.М., Чижова В.П., Завадская А.В. Долина р. Гейзерной (Камчатка): гидротермальная деятельность и особенности рельефообразования // Геоморфология. 2020. № 2. С. 60–73.

7. Лебедева Е.В., Балдина Е.А., Медведев А.А. Склоновые процессы в долине р. Гейзерной (Камчатка): результаты дешифрирования разновременных космических снимков высокого пространственного разрешения // Геоморфология. 2022. Т. 53. № 4. С. 3–16.

8. Lebedeva E.V., Baldina E.A., Medvedev A.A. Dynamics of slope processes in the Geysernaya river valley (Kamchatka) according to the interpretation data of multi-temporal space images // Doklady Earth Sciences. 2022. Vol. 507 (Suppl. 1). P. S9–S18.

9. Балдина Е.А., Лебедева Е.В., Медведев А.А. Методика дешифрирования архивных и современных космических снимков для изучения динамики склоновых процессов в долине р. Гейзерная (Камчатка) // ИнтерКарто. ИнтерГИС. 2022. Т. 28. № 1. С. 266–283.

ПОДЛЕДНЫЙ РЕЛЬЕФ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН АНТАРКТИДЫ

Г.Я. Барышников

Алтайский государственный университет, г. Барнаул, Россия, bgj@geo.asu.ru

Аннотация. Автором статьи впервые высказана гипотеза об особенностях происхождения подледного рельефа переходных зон Антарктиды. Утверждается, что, поскольку Антарктида –это континент, формирование ее переходной поверхности как морфоструктурного подразделения должно подчиняться законам развития в понимании планетарной геоморфологии. Такой рельеф формировался до образования ледникового щита. Аналогом переходного сложного образования Антарктиды являются переходные зоны горных сооружений на Евро-Азиатском, Северо- и Южно-Американском и Африканском континентах, модель формирования которых разработана на примере горного сооружения Алтая. Было установлено, что в переходной зоне Горного Алтая открыты многие месторождения полезных ископаемых. Но особое, «маркирующее», значение имеют месторождения россыпного золота, пространственное положение которых непосредственно связано с рельефом переходной зоны, что обусловлено уклонами водотоков, благоприятствующих накоплению тяжелых металлов. Анализ построенных карт переходных зон для всех горных сооружений планеты с вынесенными на них известными месторождениями россыпного золота показывает практически полную их пространственную приуроченность к этим зонам. Такая закономерность прогнозируется и для переходных зон Антарктиды.

Ключевые слова: Антарктида; подледный рельеф; переходная зона

SUBGLACIAL RELIEF OF ANTARCTIC TRANSITION ZONES

G.Ya. Baryshnikov

Altai State University, Barnaul, Russia

Annotation. The author of the article for the first time put forward a hypothesis about the features of the origin of the under-ice relief of the transition zones of Antarctica. As Antarctica is a continent, the formation of its transition surface, as a morphostructural unit, should comply with the laws of planetary geomorphology evolution. This type of relief was formed before the Antarctic Ice Sheet formation. Transitional complex formations of Antarctica correlate to the transition zones of mountain ranges in the Euro-Asian, North- and South-American and African continents, while their formation models are associated with mountain ranges in Altai. It is now well documented that many mineral deposits exist across the transition zone of the Altai Mountains. However, a special "marking value" belongs to the deposits of alluvial gold. Its spatial distribution patterns are closely related to the topographic characteristics of the transition zone and incurred by the watercourse character causing the accumulation of heavy metals. The analysis of the transition zones mapping for all mountain ranges existing today on Earth, with marked alluvial deposits, demonstrates their complete spatial confinement to the specified zones. This pattern is analogous for the transition zones of Antarctica.

Keywords: Antarctica; subglacial relief; transition zone

В 2011 г. было издано уникальное картографическое произведение – «Антарктика. Геоморфологический атлас» [1]. В отличие от ранее опубликованных общих атласов Южного континента, по своему замыслу, содержанию и структуре этот атлас является первым тематическим комплектом картографического материала, который отражает подледный рельеф, позволяющий анализировать и истолковывать его для геолого-геоморфологических исследований.

Как известно, история изучения Южного материка начинается с предсказания его существования М.В. Ломоносовым еще в 1761 г., а открытие произошло в 1820 г. в результате кругосветной экспедиции русских мореплавателей Ф.Ф. Белинсгаузена и М.П. Лазарева. Планомерное изучение Антарктиды связано с определением и уточнением ее границ и формы на картах. Замкнутый периметр континента впервые появился на картах в конце XIX в. С конца 1956 г. приступили к систематическим работам и советские антарктические экспедиции. На первом этапе исследований большая роль отводилась изучению природы внутренних районов ледяного континента, а обобщение материала по снегонакоплению Антарктиды в то время было проведено В.М. Котляковым [2].

Полученные прямым и косвенным путем данные о мощности антарктического ледникового покрова позволили создать первую схематическую карту подледной поверхности Антарктиды, авторами которой являлись Г.А. Авсюк, А.П. Капица, Л.И. Ишуткина, О.Г. Сорохтин, П.С. Воронов и А.В. Живаго. Показанные на схеме горные сооружения Гамбурцева, Вернадского, Голицына, Щукина, равнина Шмидта, а также Восточная и Западная равнины позволили в целом представить строение подледной поверхности Восточной Антарктиды. На схеме прослеживались открытые в результате гидрографических исследований 1953–1963 гг. глубоководные впадины, образующие так называемый внутришельфовый желоб Лазарева [1].

Первые представления отечественных ученых о подледном рельефе Антарктики были отражены на схемах, где одновременно показывалось гипсометрическое положение ее поверхности и выделялись некоторые наиболее крупные формы этого рельефа. К геоморфологическим исследованиям относятся и морфометрические построения, преобразующие подледную поверхность или направленные на изучение ее отдельных форм, элементов и их показателей. Целый ряд морфометрических характеристик Антарктического континента был определен и истолкован с позиций планетарной геологии П.С. Вороновым [3]. Им же был проведен сравнительный анализ площадей Антарктиды, ее отдельных геотектонических областей, гипсометрических ступеней, гипсографической кривой, протяженности побережья, средних и экстремальных высот, средних мощностей земной коры и соответствующих показателей других материков, а также расстояний между центрами тяжести континентальных плит. В последующие годы значительный вклад в эти исследования внесли работы А.Н. Ласточкина и его коллег [4–6].

Из всех предложенных в атласе карт представляется весьма интересной карта геоморфологических районов Антарктиды масштаба 1:40000000. Как справедливо отметили составители этой карты: «На карте Атласа исправлены некоторые несомненные ошибки, допущенные при прежнем проведении геоморфологического районирования. Речь идет о ранее игнорированной категории районов, которые в Атласе на карте геоморфологических районов Антарктиды фигурируют под названием «предгорные равнины» [1]. Они выступают в качестве разных по выраженности «переходных сложных образований» между горными областями и равнинами.

Предгорные районы характеризуются относительно равнинным рельефом с целым рядом отличий от внутриконтинентальных равнин, главными из которых являются: наличие четко выраженного общего уклона к ним со стороны орогенных сооружений; простирание осложняющих их форм, согласованное с ориентировкой горных хребтов и массивов; более высокое гипсометрическое положение. К геоморфологическим районам описываемого типа относятся равнины предгорий хребтов Земли Королевы Мэри, Земли Принцессы Елизаветы, Земли Королевы Мод, Полюс Недоступности и Трансантарктический хребет [1].

Поскольку Антарктида – это континент, но очень своеобразный, формирование ее переходной поверхности как морфоструктурного подразделения (рис. 1) и весь подледный рельеф материка должны подчиняться законам развития, в понимании планетарной геоморфологии.

Такой рельеф формировался до образования ледникового щита. Согласно учению И.П. Герасимова [7] о главных циклах развития современного рельефа Земли, исходным явился макроцикл формирования базальной поверхности выравнивания или глобального пенеплена мезозойского возраста (триас – юра – мел). Однако в течение последующего времени эта базальная поверхность подвергалась многообразным тектоническим деформациям и сложному денудационному преобразованию,

вследствие чего она заняла различное положение в рельефе, в том числе и подледный рельеф Антарктиды. В допалеогеновое время на обширных пространствах Земли была единая предельно выровненная или мелкосопочная денудационная равнина с интенсивным развитием процессов химического выветривания и денудации.

Второй макроцикл связан с образованием во многих районах мира ярусного возвышенного денудационного рельефа и обширных пластовых аккумулятивных равнин, имеющих региональное и локальное распространение. При этом, видимо, степень тектонической динамичности земной коры постепенно возрастала и к концу неогена – началу четвертичного периода достигла своего максимума. В результате этого в процессе образования ярусных возвышенностей и пластовых равнин проявилась затухающая во времени направленность. Неслучайно неогеновый временной рубеж принят за начало новейших тектонических движений, главным образом орогенного характера, в условиях проявления которых новообразование любого генезиса было уже затруднено [8]. В это же время началось формирование ледникового щита в Антарктиде и весь подледный рельеф был законсервирован.

Аналогом «переходного сложного образования» [1] Антарктиды являются переходные зоны горных сооружений на Евразийском, Северо- и Южно-Американском и Африканском континентах, модель формирования которых была разработана на примере горного сооружения Алтая [9, 10]. Переходная зона – это участки земной поверхности, расположенные между активно развивающимися горными геоморфологическими образованиями и испытывающими погружение предорогенными впадинами, с минимальным проявлением неотектонических движений как положительного, так и отрицательного знака, с характерным для данной зоны выположенным рельефом [8]. На Алтае эта зона характеризуется концентрацией здесь многих месторождений полезных ископаемых.

В качестве примера можно привести данные, что на юге Западной Сибири в пределах переходной зоны Алтайского региона находятся практически все имеющие промышленное значение рудные месторождения полезных ископаемых и месторождения экзогенного происхождения [11].

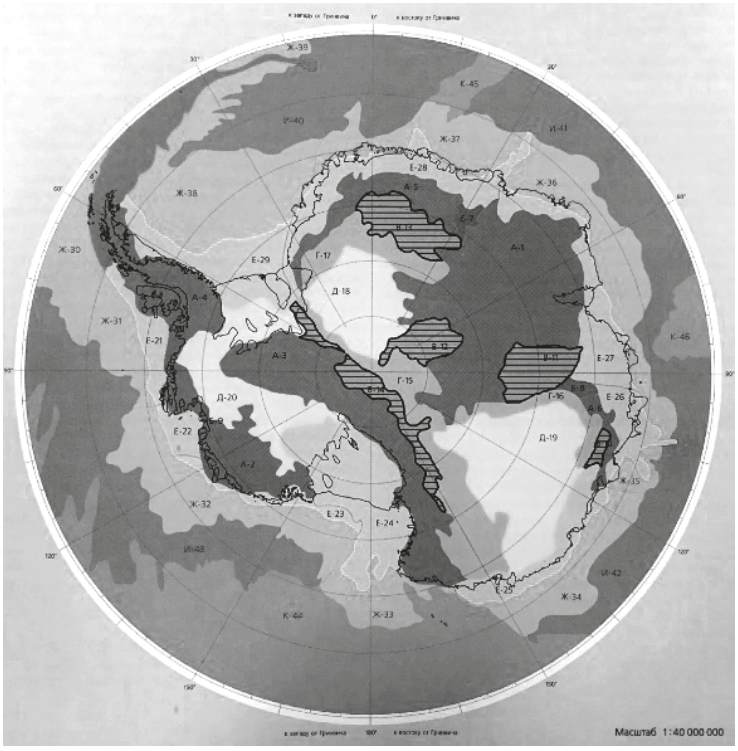


Рис. 1. Подледный рельеф Антарктиды [1]
(рельеф переходных зон выделен горизонтальной штриховкой).

Здесь разведаны и подсчитаны ресурсы железных руд, силикатного никеля, выявлены промышленные запасы бокситов, известны и многочисленные проявления хрома, месторождения редких металлов, магнезита и плавикового шпата, асбеста. Благодаря высоким декоративным и техническим качествам мировую известность получили поделочные камни – месторождения зеленых волнистых ревневских яшм, белорецких кварцитов, коргонских порфиров и яшм. Но особое «маркирующее значение» имеют месторождения россыпного золота, пространственное положение которых непосредственно связано с рельефом переходной зоны, что обусловлено уклонами водотоков, благоприятствующих накоплению тяжелых металлов (рис. 2).

Анализ построенных карт переходных зон для всех материков с вынесенными на них известными месторождениями россыпного золота показывает практически полную их пространственную приуроченность к таким зонам. Примером служит Африканский континент, где были открыты многие месторождения этого металла. Здесь находятся наиболее древние из известных в мире, разрабатывающихся на протяжении пяти тысяч лет месторождения Египта, Эфиопии и Южной Родезии. К ним относится и всемирно известное месторождение древних золотоносных конгломератов – Витватерсранд, которое может служить аналогом для открытия возможных крупных месторождений золота в Антарктиде.

Месторождение Витватерсранд активно разрабатывается с 1886 г. и здесь было добыто свыше 30 тыс. т золота. Слои золотоносных конгломератов прослеживаются по простиранию на 450 км, образуя выпуклую дугу. Золото содержится в цементе кварцевых конгломератов. В небольшом количестве встречаются кластогенные окатанные золотины, что свидетельствует о переработке золота в водной среде [12].

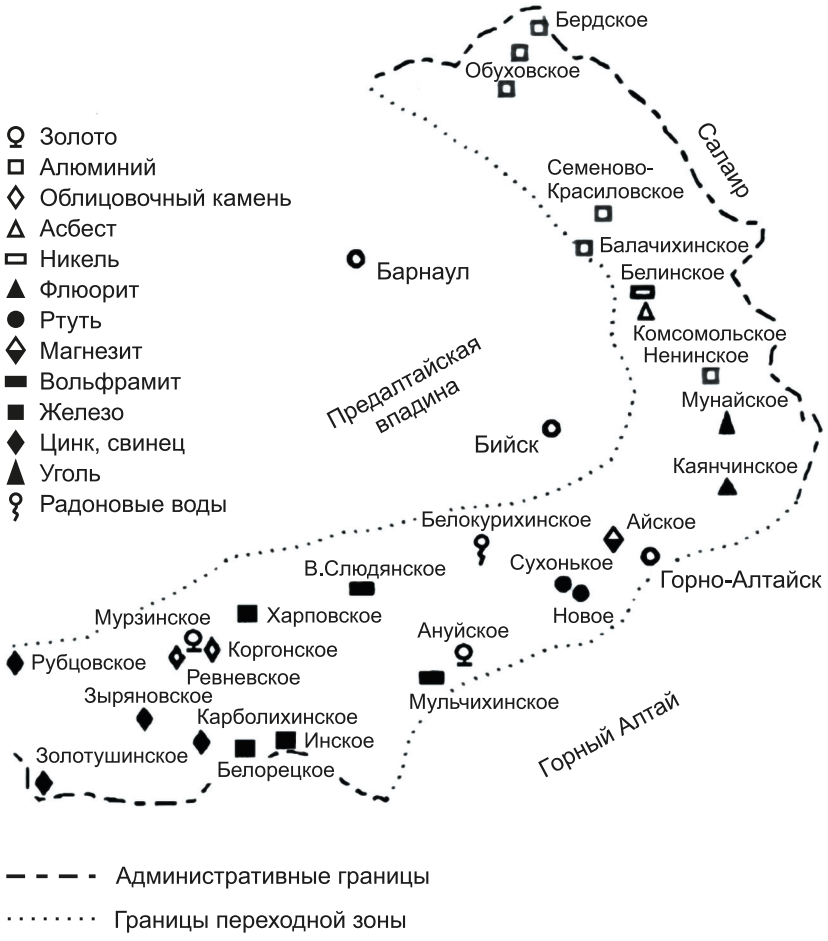


Рис. 2. Размещение месторождений полезных ископаемых в пределах переходной зоны Алтайского региона.

Что касается генезиса месторождения Витватерсранд с самого начала его освоения проходит оживленная дискуссия, в ходе которой в основном обсуждается относительное значение седиментационных и наложенных гидротермальных процессов для генезиса промышленных оруденений.

Так, К.Ф. Дэвидсон [13] отстаивал гидротермальный генезис золота. Им были привлечены данные об абсолютном возрасте геологических образований. В своих разработках он указывает на исключительно высокую сходимость цифр возраста, определенных различными методами и разными исследователями различных геологических образований: бушвельдских интрузивных пород – от 1870±100 млн лет; Витватерсранд золотоурановых руд – до 2050±50 млн лет: по уранониту – 2000 млн лет, по монациту 2010±50 млн лет; Трансваальская система – около 2000 млн лет. На основании этого К.Ф. Дэвидсон делает вывод о гидротермальном происхождении минерализации в конгломератах и ее связи с бушвельдским магматизмом.

Сторонники россыпного происхождения полезных компонентов Витватерсранда не оспаривают приведенные цифры. Однако они указывают на ряд весьма существенных дополнительных обстоятельств, которые необходимо учитывать при их интерпретации. Так, А.Дж. Бургером с соавторами [14] установлено, что в многочисленных кварцевых и кварц-кальцитовых жилах, рассекающих конгломераты Витватерсранда, в галените имеется значительная примесь радиогенного свинца. Их расчеты показывают, что уранинит, давший этот свинец, мог иметь минимальный возраст 2550 млн лет, а максимальный – 3850 млн лет. Полученная для уранинита Витватерсранда цифра 2040±100 млн лет считается не возрастом исходного уранинита, а временем отделения галенита от своего «радиоактивного хозяина». При этом вычисленный возраст исходного уранинита равен 2980 млн лет, что соответствует времени формирования конгломератов. Процесс отделения радиогенного свинца от уранинита и, следовательно, формирование рассекающих конгломератов кварцевых жил с галенитом авторы связывают не с бушвельдским магматизмом, а с более ранней вентерсдорпской вулканической деятельностью [15].

Специальное исследование распределения золота в связи с особенностями отложения конгломератов – степень сортировки, размер галек, мощность и количество слоев конгломератов в разрезе – провел В.Э. Минтер [16]. По его мнению, распределение золота отвечает теоретической модели аллювиального веерообразного конуса выноса. В пользу аллювиального происхождения россыпей золота, находящихся в конгломератах Витватерсранда, свидетельствуют и данные П. Рамдохра [17, 18], приведенные по многочисленным микрофотографиям, где отчетливо отмечаются окатанности многих выделений пирита, который считается сингенетичным с конгломератами.

Выделение переходной зоны в Драконовых горах Южной Африки, в условиях которой возможно формирование россыпей по рассмотренному выше механизму, можно считать еще одним доказательством в пользу аллювиального происхождения всемирно известного месторождения золота. В данном случае речь идет о суперрастянутой во времени модели становления переходной морфоструктуры (зоны) и о при существовании суперсжатой во времени модели преобразования рельефа аналогичной зоны в областях с вулканической деятельностью, когда извержение вулкана и застывающая лава формируют у его подножья рельеф, напоминающий рельеф переходных зон, который затем может быстро разрушаться. Эти крайние противоположности подчеркивают закономерности развития рельефа переходных зон как самостоятельных морфоструктур переходного типа.

Как известно, в Антарктиде ранее были открыты месторождения каменного угля, железных руд, установлены признаки месторождений слюды, графита, горного хрусталя, золота, урана, меди, серебра. Но малое число месторождений полезных ископаемых объясняется слабой геологической изученностью материка и его мощным ледниковым покровом. Перспективы антарктических недр весьма велики. Этот вывод базируется на сходстве геологического строения Антарктической платформы с гондванскими платформами других материков Южного полушария, а также на общности складчатого пояса Антарктиды с горными сооружениями Анд.

Более тщательные разведывательные миссии или промышленная добыча полезных ископаемых на территории Южного Полюса нерентабельны, требуют огромных материальных затрат,

человеческих ресурсов и законодательных тяжб, так как правовой статус Антарктиды определяется «Договором об Антарктике» и предусматривает использование материка только в мирных и научных исследованиях, без права на территориальную принадлежность какой-либо из стран. Таким образом, любая разведка полезных ископаемых возможна только при условии международной кооперации и больших дотаций, направленных на исследовательскую работу, а не на получение прибыли от реализации найденных месторождений.

1. Антарктика: Геоморфологический атлас. СПб.: Карта, 2011. 256 с.

2. Котляков В.М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 246 с.

3. Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968. 122 с.

4. Ласточкин А.Н. Субгляциальная геоморфология: современные представления о дневном и подледно-подводном рельефе Антарктики // География и современность: Межвузовский сборник. СПб., 2004. Вып. 8. С. 112–133.

5. Ласточкин А.Н., Попов С.В. Методика выделения структурных линий в подледно-подводном рельефе // Геоморфология. 2004. № 1. С. 34–43.

6. Ласточкин А.Н., Попов С.В., Мандрикова Д.В. Аналитическая карта подледно-подводного рельефа Антарктики // Геоморфология. 2005. № 4. С. 13–19.

7. Герасимов И.П. Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли // Геоморфология. 1970. № 1. С. 19–27.

8. Барышников Г.Я. Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое (на примере Горного Алтая). Томск: Изд-во ТГУ, 1992. 182 с.

9. Барышников Г.Я. Рельеф переходных зон горных сооружений. Барнаул: Изд-во Алтайского государственного университета, 1998. 194 с.

10. Барышников Г.Я. Рельеф переходных зон горных стран. Барнаул: Изд-во Алтайского государственного университета, 2012. 499 с.

11. Барышников Г.Я. Пространственная приуроченность месторождений полезных ископаемых юга Западной Сибири к рельефу переходных зон // Современные проблемы географии и геологии: Материалы IV всероссийской научно-практической конференции с международным участием (16–19 октября 2017 г.). Томск: Изд-во ТГУ, 2017. Т. 1. С. 134–138.

12. Relletier R.A. Mineral resources of South-Central Africa. Oxford University Press, Cape Town. 1964. 277 p.

13. Davidson C.F. On the occurrence of uranium in ancient conglomerates // Economic Geology. 1957. Vol. 52. Iss. 6. P. 668–693. DOI:10.2113/gsecongeo.52.6.668.

14. Burger A.I., Nicolaysen L.O., de Villiers J.W.L. Lead isotopic compositions of galenas from the Witwatersrand and Orange Free State and their relation to the Witwatersrand and Dominion Reef uraninites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1962. Vol. 26. Iss. 1. P. 51–59. DOI:10.1016/0016-7037(62)90004-2.

15. Шер С.Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М.: Недра, 1974. 256 с.

16. Minter W.E.L. Gold distribution related to the sedimentology of a Precambrian Witwatersrand conglomerate, South Africa, as outlined by moving-average analysis // Economic Geology. 1970. Vol. 65. Iss. 8. P. 963–969. DOI:10.2113/gsecongeo.65.8.963.

17. Ramdohr P. Neue beobachtungen an erzen des Witwatersrands in Südafrica und ihre genetische bedeutung. Akademie-Verlag, Berlin, 1955. 43 s.

18. Ramdohr P. Die uran- und goldlagerstätten Witwatersrand, Blind River district, Dominion Reef, Serra de Jacobina. Erzmikroskopische untersuchungen und ein geologischer vergleich. Akademie-Verlag, Berlin, 1958. 35 s.

СИЛИКАТНЫЙ КАРСТ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Ю.Р. Беляев[1], А.В. Белоусова[1], В.Р. Беляев[1], А.Л. Гуринов[2]

[1] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, yrbel@mail.ru
[2] Институт географии РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. Представлены данные об основных закономерностях распространения проявлений силикатного карста (гнамм и пещер) в пределах Центрального Казахстана. На основе дешифрирования спутниковых снимков сверхвысокого разрешения составлена карта распространения крупных гнамм. Они обнаружены в пределах значительной части контуров развития гранитоидов. Существует несколько типов пространственной организации гнамм: от единичных форм до отдельных скоплений и, наконец, практически сплошного развития с пораженностью территории до n·10 шт / га. Типичная геоморфологическая позиция гнамм – выположенные вершинные поверхности скальных денудационных останцов как в пределах денудационных равнин, так и в низкогорьях. Обобщены имеющиеся данные о пещерах в гранитных массивах Центрального Казахстана. Самая крупная из них имеет длину до 50 м.

Ключевые слова: силикатный карст; псевдокарст; гнаммы; пещера

KARST IN SILICEOUS ROCKS OF CENTRAL KAZAKHSTAN

Yu.R. Belyaev[1], A.V. Belousova[1], V.R. Belyaev[1], A.L. Gurinov[2]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[2] Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. Spatial distribution of big gnammas in silicate rocks were established for Central Kazakh Upland by high resolution satellite image interpretation. Gnammas are typical for granitoid rocks and form several types of spatial patterns: from sporadic forms to separated clusters and even extensive dense clouds with spatial density n·10 gnammas per hectare. Typical gnammas position – relatively flat or slightly convex surfaces on top of residual rocks, tors, inselbergs, plateau-like mountain massifs or on a surrounding plains of the same surface morphology. Information about granite caves of Kazakh Upland was collected. The largest one is about 50 m long.

Keywords: silica karst; pseudokarst; gnammas; cave

Особая морфология рельефа гранитных массивов долгое время привлекает к ним внимание исследователей. Это нашло отражение в целом наборе крупных обобщающих работ, посвященных как рельефу таких массивов в целом, так и отдельным типам характерных для них форм – тафони, гнаммам, торам и пр. В большинстве случаев микро- и мезорельеф таких массивов интерпретируется как результат селективного выветривания и комплексной денудации, вскрывающей ослабленные зоны в породах [1]. Тем не менее происхождение, динамика, механизмы развития и закономерности распространения некоторых подобных форм до сих пор остаются предметом дискуссий. Одним из недостаточно исследованных вопросов является, в частности, вклад в формирование некоторых разновидностей таких форм силикатного карста.

Под силикатным карстом авторы понимают совокупность процессов образования неровностей дневной поверхности и форм субрельефа, происходящих в результате химического взаимодействия природных вод с силикатными породами или за счет биохимического воздействия живых организмов на силикатные породы.

Наиболее очевидными формами – «кандидатами» на участие силикатного карста в их происхождении – традиционно считаются выработанные в силикатных породах замкнутые котловины различного размера (гнаммы), а также подземные полости. Эти формы описаны не только на гранитоидах, но и на некоторых других силикатных породах (не говоря уже о «настоящих» карстовых формах на карбонатах, сульфатах и прочих карстующихся породах). Они широко распространены и на существенно кварцевых породах, и там роль силикатного карста в образовании весьма крупных форм (как поверхностных, так и субрельефа) была ранее убедительно показана в целом ряде работ, и в частности в известном обобщении [2]. Однако для гранитоидов этот вопрос остается открытым.

Более того, даже само пространственное распространение таких форм до сих пор изучено совершенно не достаточно. Глобальные или хотя бы даже региональные работы со статистически значимыми выборками ключевых объектов отсутствуют. Вообще нет подобных публикаций по территории бывшего СССР, при том что сами формы известны в разных районах: на Кольском п-ове, Урале, в горах Южной Сибири и т.д.

В связи с вышесказанным целью представленного исследования было определение основных закономерностей распространения предполагаемых проявлений силикатного карста в пределах Центрального Казахстана.

Для достижения этой цели были поставлены следующие задачи:

- установить основные морфологические разновидности проявлений силикатного карста, типичные для Центрального Казахстана;
- собрать фактические данные о пространственном распространении крупных проявлений силикатного карста (гнамм и пещер) в пределах региона исследования;
- установить ключевые закономерности пространственного распределения этих форм.

Под Центральным Казахстаном в данном случае условно понимается природный регион, пространственно совпадающий с Казахским кристаллическим щитом, а в геоморфологическом отношении – с геоморфологической страной цокольных и денудационных равнин и низкогорий Центрального Казахстана. Выбор района исследования обусловлен, с одной стороны, тем, что тут ранее уже фиксировались проявления силикатного карста, а с другой – относительно хорошей обнаженностью коренных пород и преимущественно степными и полупустынными ландшафтами территории, что позволяет относительно уверенно дешифрировать крупные проявления силикатного карста на космоснимках.

На предварительном этапе исследования в ходе полевых экспедиционных работ были зафиксированы и изучены проявления силикатного карста в пределах Каркаралинских гор и гор Кент (центральная часть территории), массива Баянаул (северо-восток региона исследований), а также на окружающих эти массивы территориях.

Все три вышеперечисленных массива представляют собой приподнятые неотектоническими движениями в неоген-четвертичное время и отпрепарированные денудацией интрузивные массивы, сложенные по большей части лейкократовыми и биотитовыми гранитами, а местами – аляскитами преимущественно пермско-триасового возраста. В геоморфологическом отношении это низкогорья с элементами среднегорий, с максимальными абсолютными высотами вершинных поверхностей в диапазоне от 1000–1100 до 1500 м и относительными высотами от 200–500 м (Каркаралинские горы и горы Кент) и до 600 м (Баянаул). Они окружены преимущественно цокольными денудационными равнинами и низкогорьями на дислоцированных палеозойских терригенных осадочных породах, эффузивах различного состава, а также более древних интрузиях среднего состава.

Проявления силикатного карста в пределах обследованных в поле массивов представлены главным образом выработанными в скальных породах замкнутыми, реже полузамкнутыми котловинами – гнаммами. Морфология их различна. Зафиксированы как микроформы с плановыми размерами и глубиной в первые сантиметры, так и весьма крупные скальные котловины длиной до 100–110 м и глубиной до 8–10 м. Выделяется несколько разных морфологических типов гнамм (блюдца, колодцы, кресловидные формы, бассейны), а также их сложные пространственные сочетания.

Помимо гнамм, в пределах Каркаралинских гор зафиксировано и обследовано несколько подземных полостей, наиболее протяженная из которых состоит из трех разделенных резкими сужениями залов с суммарной длиной 15–20 м.

Во всех районах полевых работ было установлено, что проявления силикатного карста отчетливо приурочены к контурам выходов на поверхность различных петрографических разновидностей гранитов. На прочих породах, распространенных в районе проведения маршрутных работ (сиениты, диориты, гранодиориты, габбро-диориты, монцониты, андезиты, трахириолиты, алевролиты и метапесчаники), поверхностные проявления силикатного карста не были обнаружены. Исключение составляют трахириолит-порфиры, слагающие вершинные поверхности гор Кара-Мырза восточнее г. Каркаралинск, на которых зафиксированы единичные мелкие гнаммы. Однако их размеры незначительны (глубина – первые сантиметры, диаметр – до 0.2–0.3 м), а плотность распространения пренебрежимо мала.

Для установления пространственных закономерностей распространения проявлений силикатного карста был применен полимасштабный подход. На основании уже имеющихся полевых данных было решено на региональном уровне проверить рабочую гипотезу о том, что расположение крупных гнамм контролируется минералого-петрографическим составом горных пород, а также исследовать статистическую связь между распространением гнамм и морфологией фонового рельефа. В среднем и крупном масштабе было решено проверить, как плотность распространения гнамм в пределах отдельных ключевых участков территории меняется в зависимости от локальной геоморфологической позиции.

На основе дешифрирования космоснимков сверхвысокого разрешения, доступных на публичных интернет-порталах, было проведено визуальное дешифрирование распространения крупных гнамм. Дешифровочные признаки были сформулированы по результатам полевых работ в Каркаралинских горах и тестирования соответствия результатов предварительного дешифрирования и полевого маршрутного заверочного картографирования гнамм. Дополнительно было проведено сравнение результатов дешифрирования гнамм по свободно распространяемым космоснимкам и по полученному с помощью съемки с БПЛА ортофотоплана сверхвысокого разрешения на ключевой участок в горах Кент. В обоих случаях можно констатировать, что доступные на публичных интернет-порталах космоснимки позволяют уверенно дешифрировать гнаммы диаметром 1.0–1.5 м и более в случае, если поверхность не прикрыта густой древесной растительностью. По результатам дешифрирования была составлена мелкомасштабная карта распространения гнамм в пределах контуров распространения силикатных пород кислого и среднего состава, а также существенно кварцевых пород. Можно констатировать, что крупные формы распространены в пределах рассматриваемой территории весьма широко и встречаются практически по всей территории Центрального Казахстана, за исключением отдельных районов, характеризующихся широким развитием рыхлых плиоцен-четвертичных образований и, соответственно, незначительной обнаженностью коренных пород (Тенгиз-Кургальджинская впадина и некоторые другие районы).

Если рассматривать в качестве элементарных территориальных единиц для анализа оконтуренные по данным государственной геологической съемки масштаба 1:200 000 отдельные геологические тела, то общее число достоверно выявленных контуров, в большей или меньшей степени «зараженных» гнаммами, исчисляется многими десятками. При этом внутри таких контуров в пределах обособленных участков выходов скальных пород на поверхность или в их близко расположенных скоплениях установлено несколько разных вариантов пространственной организации гнамм на среднемасштабном уровне:

- единичные гнаммы среди обширных участков скальных поверхностей, лишенных видимых на космоснимках проявлений силикатного карста;
- отдельные линейно вытянутые в плане субпараллельно морфологически выраженным системам трещинноватости скопления гнамм (от нескольких до десятков шт.), разделенные обширными участками скальных поверхностей, лишенных видимых на космоснимках проявлений силикатного карста;

- отдельные изометричные в плане скопления гнамм (от нескольких до десятков шт.), разделенные обширными участками скальных поверхностей, лишенных видимых на космоснимках проявлений силикатного карста;
- массивы с практически повсеместным распространением гнамм и крайне высокой (до n·10 шт/га) пораженностью территории этими формами.

В последнем случае гнаммы становятся фактически главной и наиболее распространенной чертой микро- и мезорельефа и, в известном смысле, определяют морфологический облик поверхности. Наряду с единичными гнаммами и их полями зафиксировано также несколько участков, где отчетливо читается трансформация цепочек крупных гнамм на пологих скальных склонах в линейные формы типа скальных русел, становящиеся локальными доминантами в микро- и мезорельефе.

В среде QGIS был проведен анализ зависимости между участками расположения отдельных крупных гнамм и их скоплений и некоторыми наиболее общими морфологическими характеристиками рельефа на средне- и мелкомасштабном уровне (прежде всего, с вертикальным расчленением рельефа, а также углами наклона поверхности). Установлено, что гнаммы в общем и ареалы их высокой плотности распространения в частности обнаруживаются как в пределах густо и глубоко (до 200–500 м) расчлененных низкогорных массивов, так и в пределах денудационных равнин с существенно более скромными перепадами высот (первые метры – десятки метров). Однако при этом более детальный анализ по отдельным массивам в крупном масштабе достаточно однозначно свидетельствует, что гнаммы локализуются не повсеместно, а в пределах плоских, пологовыпуклых или пологонаклонных поверхностей. Наиболее благоприятны для гнамм платообразные или пологовыпуклые вершинные поверхности скальных блоков-останцов, возвышающихся над окружающими относительно пониженными фоновыми поверхностями различной морфологии и сложенные относительно монолитными, без выраженных макротрещин, породами. Нередко гнаммы развиваются и на вершинных поверхностях узких скальных гряд. Такая ситуация отмечается как в пределах низкогорий, так и на равнинах. На последних нередки ситуации и с развитием гнамм на обширных выположенных поверхностях, полого сочлененных с окружением.

Роль минералого-петрографического состава пород в распространении гнамм исследовалась путем наложения карты распространения гнамм на предварительно оцифрованную геологическую карту. В качестве источника информации о контурах геологических тел и характере коренных горных пород использовались государственные геологические карты СССР масштаба 1:200000. Проведенный анализ подтвердил обнаруженную на стадии предварительного полевого обследования тенденцию. Крупные гнаммы обнаруживаются практически только в пределах контуров гранитов с некоторой тенденцией к особо яркому развитию данных форм на лейкократовых и аляскитовых гранитах, хотя последнее нуждается еще в уточнении. Также в некоторых случаях крупные гнаммы зафиксированы на контурах, согласно геологическим картам занятых гранодиоритами, однако эти случаи единичны.

Это не позволяет утверждать, что гнаммы не формируются на породах иного петрографического состава. Можно лишь констатировать, что в ходе данного исследования на таких породах практически не было обнаружено крупных гнамм, которые были бы дешифрируемыми на имеющихся в распоряжении авторов космоснимках. Более того, по литературным данным известно, что крупные гнаммы в других районах земного шара прекрасно развиваются и на некоторых других породах – в особенности на кварцевых песчаниках и, в меньшей степени, на кварцитах [1, 2]. Однако для Центрального Казахстана на данный момент можно констатировать приуроченность ареалов крупных гнамм практически только к гранитам. При этом следует отметить, что в пределах многих контуров развития гранитов, даже характеризующихся значительной площадью скальных обнажений, крупных гнамм вовсе не обнаружено. Это обстоятельство требует дополнительных исследований для объяснения.

Помимо гнамм, обобщены были также и данные о подземных полостях в силикатных породах. Всего к настоящему моменту достоверно известно о существовании как минимум девяти таких форм в пределах Центрального Казахстана. Все они приурочены к гранитным низкогорьям,

в пределах которых также отмечены и многочисленные гнаммы: Каркаралинские горы, горы Кент, массив Бектау-Ата, горы Баянаул и Боровской гранитный массив. Часть из этих объектов – гроты, но имеются и настоящие пещеры. Наиболее крупной является пещера Аулие в массиве Бектау-Ата, протяженность которой достигает 40–50 м. В обследованных пещерах обнаружены следы стока и накопления воды, на дне пещер – гнаммы. Зафиксированы небольшие спелеотемы.

Вопрос о происхождении всего этого комплекса развитых на силикатных породах форм рельефа остается открытым. Очевидно, что это полигенетические образования, в формировании которых, в зависимости от конкретной ландшафтно-климатической и геологической ситуации, а также размера форм, может принимать участие физическое выветривание (солевое выветривание, десквамация), флювиальные и эоловые процессы. Однако значимая роль процессов химического выноса материала из этих форм подтверждается пониженным по сравнению с коренными породами содержанием кремнезема в рыхлых образованиях, обнаруживаемых на дне некоторых гнамм. А для крупных, глубоких и обводненных гнамм, в которых роль водных потоков и ветра сводится к минимуму, химический вынос вещества становится практически единственно возможным.

1. Twidale C.R., Vidal-Romani J.R. On the multistage development of etch forms // Geomorphology. 1994. Vol. 11. Iss. 2. P. 107–124. DOI:10.1016/0169-555X(94)90076-0.

2. Wray R.A.L., Sauro F. An updated global review of solutional weathering processes and forms in quartz sandstones and quartzites // Earth-Science Reviews. 2017. Vol. 171. P. 520–557. DOI:10.1016/j.earscirev.2017.06.008.

РОЛЬ РЕЛЬЕФА В ВОЗДЕЙСТВИИ УЧАСТКОВ ДОБЫЧИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ БАЙКАЛЬСКОЙ ПРИРОДНОЙ ТЕРРИТОРИИ

Ю.Р. Беляев, В.Р. Битюкова, С.И. Болысов, А.В. Бредихин, Е.А. Еременко

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, sibol1954@bk.ru

Аннотация. Одним из главных факторов загрязнения Байкальской природной территории (БПТ) является добыча в бассейне Байкала полезных ископаемых. Степень опасности такого загрязнения зависит от площади нарушенных земель, характера антропогенной трансформации рельефа и состава поверхностных отложений на участке воздействия, «свежести» антропогенного рельефа (или стадии рекультивации), типа добываемого полезного ископаемого, а также от геоморфологической позиции участка добычи (чему и посвящено сообщение). Наибольшее загрязняющее воздействие на БПТ оказывают участки добычи, расположенные в пределах пойменно-руслового комплекса долин рек (Джида, Чикой, Хилок и др.) и связанных с ними прительвежных зон малых долин притоков (включая склоновые позиции) в бассейне р. Селенги. Наименьшую опасность в этом отношении представляют разработки на плоских вершинных поверхностях междуречий и в днищах замкнутых котловин, в том числе занятых озерами, а также на площадках обширных озерных террас.

Ключевые слова: Байкальская природная территория; добыча полезных ископаемых; геоморфологическая позиция; загрязнение

THE ROLE OF RELIEF IN THE IMPACT OF MINING SITES ON THE ECOLOGICAL STATE OF THE BAIKAL NATURAL TERRITORY

Yu.R. Belyaev, V.R. Bityukova, S.I. Bolysov, A.V. Bredikhin, E.A. Eremenko

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract. One of the main factors of pollution of the Baikal Natural Territory (BPT) is the extraction of minerals in the Baikal basin. The degree of danger of such pollution depends on the area of disturbed lands, the nature of anthropogenic transformation of the relief and the composition of surface sediments at the impact site, the "freshness" of the anthropogenic relief (or the stage of reclamation), the type of mineral being extracted, as well as the geomorphological position of the mining site (which is the subject of the message). The mining sites located within the floodplain-channel complex of river valleys (Jida, Chiloy, Khilok, etc.) and associated near-fall zones of small tributary valleys (including slope positions) in the Selenga River basin have the greatest polluting effect on the BPT. The least dangerous in this regard are developments on flat top surfaces of interfluves and in the bottoms of closed basins, including those occupied by lakes, as well as on the sites of extensive lake terraces.

Keywords: Baikal natural area; mining; geomorphological position; pollution

В соответствии с Федеральным законом № 94-ФЗ от 01.05.99 г. «Об охране озера Байкал» особый статус придан Байкальской природной территории (БПТ). Требования к сохранению экологических норм на БПТ вступают в конфликт с целым рядом видов природопользования, и в первую очередь – с функционированием горнодобывающей промышленности. Авторами в 2022 г. был проведен комплекс исследований, направленных на выявление геоморфологической позиции объектов добычи полезных ископаемых, механизмов возможного загрязнения и степени экологической опасности этих объектов для БПТ за период с 2014 по 2020 г. Работы по оценке и принципам сохранения экологической чистоты озера Байкал и его бассейна имеют достаточно давнюю историю. Первые направленные научные исследования рельефа и гидрологических особенностей рассматриваемой территории относятся ко второй половине XIX – началу XX в. В дальнейшем многие исследователи внесли значительный вклад в изучение рельефа региона и геологических условий месторождений полезных ископаемых. Особую роль в этих исследованиях сыграл коллектив Института земной коры СО РАН и, в первую очередь, профессор Г.Ф. Уфимцев [1]. Особенности экзогенного рельефообразования на БПТ на базе многолетних исследований охарактеризованы специалистами Института географии СО РАН и ИЗК СО РАН О.И. Баженовой [2], Ю.В. Рыжовым [3]. Достаточно давно разрабатываются и проблемы загрязнения БПТ [4, 5]. Особое место занимают в разработке проблемы оценки состояния и степени загрязнения БПТ исследования коллектива сотрудников географического факультета МГУ под руководством академика Н.С. Касимова. Важным итогом этих исследований явился Атлас «Селенга – Байкал» [6], в котором дана подробная картина как современного состояния территории БПТ, так и распределения на ней загрязняющих веществ. Вместе с тем пока не было серьезных исследований влияния геоморфологической позиции участков добычи полезных ископаемых на загрязнение БПТ.

Трансформация рельефа в районах горнодобычи происходит преимущественно в процессе вскрышных работ, выемки полезного компонента, складирования вскрышных пород, пустой породы и отходов обогащения, а также работ по организации необходимой инженерной и транспортно-логистической инфраструктуры. Образуемый антропогенный рельеф, как правило, практически не рекультивируется. Разрабатываемые, отработанные и заброшенные месторождения в пределах БПТ представляют собой участки нарушенных земель, где созданы масштабные комплексы антропогенного рельефа (карьеры, прорези, штольни, канавы, отвальные поля, терриконы, площадки хвостохранилищ, золоотвалы и пр.). Грунт, слагающий эти новообразованные формы рельефа, чаще

всего, не закреплен или слабо закреплен растительностью. Как следствие, загрязняющие вещества имеют возможность поступать в речную сеть с поверхностным стоком. Кроме того, линейная эрозия и делювиальный смыв, развивающиеся в контурах нарушенных земель, способствуют увеличению мутности водотоков, особенно в период снеготаяния и дождевых паводков. Необходимо отметить, что, чем более свежими (молодыми) являются антропогенные формы в пределах месторождений, тем активнее они размываются, так как на образование растительного покрова на отвалах и стенках карьеров уходят первые десятки лет. В случае, когда грунт нарушенных территорий мелкодисперсный, дополнительный вклад в распространение тонких частиц вносит дефляция. Таким образом, нарушенные земли месторождений, безусловно, вносят немалый вклад в загрязнение окружающей среды в пределах БПТ. Величина этого вклада зависит от нескольких факторов, в частности: площади нарушенных земель, характера антропогенной трансформации рельефа и состава поверхностных отложений на участке воздействия, «свежести» антропогенного рельефа (или стадии рекультивации), типа добываемого полезного ископаемого. Так, чем больше площадь нарушенных земель и меньше площадь рекультивированных участков, тем больше совокупная величина потенциального стока загрязняющих веществ. Тип разрабатываемого полезного ископаемого влияет, прежде всего, на состав загрязняющих веществ. Наиболее широкий спектр опасных загрязнителей характерен для районов разработки россыпей, а также участков добычи руд цветных металлов (вольфрам-молибденовые месторождения и пр.). Более узкий спектр характерен для районов разработки бурого и каменного угля, а наиболее узкий – грунтовых строительных материалов.

Еще один важнейший фактор загрязнения окружающей среды в пределах БПТ – геоморфологическая позиция месторождения и ассоциированных с ним нарушенных земель. К примеру, при положении нарушенных земель в бессточной котловине потоки загрязняющих веществ оказываются локализованы и не выходят за ее пределы. С другой стороны, при разработке месторождения в днище речной долины загрязняющие вещества имеют возможность мигрировать с речным стоком далеко за пределы района разработки. Именно геоморфологической позиции источников загрязнения БПТ, связанных с добычей полезных ископаемых (чаще – открытым способом), и посвящена данная работа.

Для комплексной оценки влияния трансформации рельефа в районах горнодобычи на экологическое состояние БПТ необходимо было оценить существующие разрабатываемые/отработанные/заброшенные месторождения с позиции обозначенных выше критериев. Комплексная оценка геоморфологической опасности воздействия нарушенных территорий на экологическую ситуацию является целевой (выполняется для конкретного типа природопользования – горнопромышленного) и включает несколько основных этапов. В рамках выполненного исследования разработана методика расчета показателя геоморфологической опасности земель, нарушенных горнодобычей. Перед переходом к комплексной оценке геоморфологической опасности были собраны сведения о контурах нарушенных земель и их динамике в рассматриваемый период 2014–2020 г. Итогом этого этапа стало создание базы данных в среде QGIS, где для каждого временного среза (каждый год с 2014 по 2020) были зафиксированы границы нарушенных горнодобычей земель. Сбор необходимых сведений выполнялся в три этапа: предполевое дешифрирование, полевое рекогносцировочное обследование в 2022 г. и камеральные работы (собственно расчет комплексного показателя влияния в разрезе муниципальных образований за указанный период). По каждому участку воздействия были собраны сведения, позволяющие оценить его по каждому из пяти перечисленных выше значимых показателей. В рамках данной работы рассмотрены подходы к оценке геоморфологической позиции участков добычи.

На предполевом этапе обобщались литературные сведения о районах добычи, проводилось дешифрирование многозональных спутниковых изображений высокого разрешения и сверхвысокого разрешения, имеющихся в открытом доступе на публичных интернет-ресурсах и в ПО GoogleEarth , а также анализ существующих статистических сведений, агрегируемых профильными государственными структурами (Роснедра) – для оценки затронутых добычей площадей. Подбирались и анализировались геологические и геоморфологические карты на исследуемую территорию и цифровые модели рельефа (ALOS, SRTM) с целью выявления основных типов геоморфологических позиций

разрабатываемых месторождений. Далее на полевом этапе проведена крупномасштабная и среднемасштабная геоморфологическая съемка участков антропогенной трансформации рельефа в районах горнодобычи. На этой основе дана оценка степени транзитности положения участков разрабатываемых месторождений с точки зрения транспорта воды и наносов, линий тока, направлений перемещения вещества и предложена типизация участков воздействия по их геоморфологическому положению. На заключительном камеральном этапе проведены оценочные расчеты по выбранным критериям влияния участков добычи на экологическое состояние БПТ, в том числе ранжирование участков месторождений по геоморфологической позиции с воздействием на состояние озера и БПТ.

Возможность выноса загрязняющих веществ с участков нарушенных горнодобычей земель с поверхностным стоком во многом определяется геоморфологической позицией месторождения. Так, при разработке месторождений в замкнутых котловинах возможность выноса загрязняющих веществ с речным стоком за их пределы минимальна. В то же время положение нарушенных земель в долинах рек, впадающих в оз. Байкал (или их притоков), безусловно, способствует выносу в озеро взвеси и загрязняющих веществ в растворенной форме (в меньшей степени – в донных осадках). По итогам предполевого анализа космических снимков и цифровых моделей рельефа, опубликованных данных, а также на основе результатов экспедиционных исследований был выявлен спектр геоморфологических позиций, в которых находятся разрабатываемые месторождения на территории БПТ и отдельные участки нарушенных горнодобычей земель в их контурах: 1) плоские вершинные поверхности междуречий; 2) приводораздельные позиции в условиях пересеченного рельефа; 3) склоновые позиции; 4) площадки надпойменных террас и поверхности подгорных шлейфов и педиментов; 5) прительвежные зоны небольших долин водотоков; 6) пойменно-русловой комплекс крупных долин рек; 7) днища замкнутых котловин, в том числе занятых озерами; площадки обширных озерных террас; 8) днища обширных межгорных котловин, дренируемые малыми водотоками.

Большое разнообразие геоморфологических позиций – от днищ долин и котловин до приводораздельных позиций – обусловливает широкий спектр возможных путей и вариантов воздействия участков нарушенных земель на функционирование природных систем территории. К примеру, Холтосонское и Инкурское месторождения вольфрамовых руд в Закаменском районе Бурятии занимают приводораздельную часть Джидинского хребта, при этом непосредственно в ходе горнодобычи часть его была «съедена», абсолютные отметки водораздела снизились более чем на 100 м. При такой геоморфологической позиции создаются благоприятные условия для миграции загрязняющих веществ в долины рек, разделенные водораздельным хребтом, причем переноситься могут не только поллютанты в растворенном виде, но и достаточно крупные частицы (песок, дресва), чему способствуют значительные уклоны как склонов отвалов и внешнего обвалования хвостохранилищ, так и тальвегов постоянных и временных водотоков в пределах горной территории нерекультивируемых участков месторождений. Кроме того, располагаясь на высоких гипсометрических уровнях, нерекультивированные нарушенные земли являются ареной широкого развития дефляции, и поллютанты, сорбированные на поверхности тонких минеральных частиц, могут выноситься далеко за пределы контура земель, нарушенных горнодобычей. Следует подчеркнуть, что нарушенный рельеф представлен как положительными, так и отрицательными формами разного масштаба, которые требуют различных технологических подходов рекультивации.

Совершенно иначе распространяются загрязняющие вещества в том случае, если разрабатываемое месторождение занимает замкнутую бессточную котловину. Наиболее широко бессточные котловины распространены в Забайкалье, где их изолированность от генерального направления стока в оз. Байкал, среди прочего, нередко предопределена засушливыми условиями. В частности, именно такую позицию занимает активно разрабатываемое Окинское месторождение каменного угля в Бичурском районе Бурятии. При этом, кроме создания крупной антропогенной формы глубиной более 100 м, в соседние участки котловины производится откачка карьерных вод с накоплением тонкодисперсного рыхлого материала. Многие котловины, вмещающие угольные месторождения, в настоящее время дренируются водотоками лишь частично. Так, одно из крупнейших угольных месторождений БПТ – Саган-Нур (на границе Мухоршибирского района Республики Бурятия и

Петровск-Забайкальского района Забайкальского края) – расположено в котловине, частично дренированной небольшим водотоком в верховьях р. Тугнуй. Однако малый расход воды не способствует интенсивной миграции загрязняющих веществ в более низкие звенья гидрографической сети. В то же время такого рода геоморфологическая позиция принципиально отличается от описанной выше (в днище бессточной котловины) наличием потенциальной возможности такого рода миграции.

Наиболее благоприятные условия для выноса загрязняющих веществ в речную сеть и дальнейшей их миграции в направлении оз. Байкал создаются в пределах нарушенных земель, расположенных в пределах пойменно-руслового комплекса речных долин. Такая геоморфологическая позиция характерна для россыпных месторождений. На таких участках происходит полная трансформация естественного флювиального рельефа и возникает комплекс антропогенных форм (насыпи, плотины, отвалы и пр.), сложенных перемещенным и переработанным песчано-гравийно-галечным грунтом с высоким содержанием загрязняющих веществ (в частности, ртути), являющихся побочными продуктами выделения полезного компонента. Формируясь непосредственно в днищах долин, поллютанты мигрируют вниз по днищу долины, распространяясь далеко за пределы участка добычи. В ходе полевых работ были выполнены геоморфологические наблюдения на нескольких подобных участках. Установлено, что даже там, где добыча прекращена 15 лет назад и более, нарушенные земли полностью не рекультивированы и поступление поллютантов в речную сеть продолжается при размыве отвалов и насыпных дамб реками и ручьями.

Согласно принципам разработанной методики, все геоморфологические позиции были оценены по четырехбалльной шкале в зависимости от степени опасности с учетом возможности распространения загрязняющих веществ за пределы участков нарушенных земель (поступления поллютантов в реки, озера) (таблица).

Своего рода независимой верификацией оценок влияния геоморфологической позиции участков добычи на загрязнение БПТ являются приведенные в Атласе «Селенга-Байкал» [6] карты и сведения по распространению на БПТ загрязняющих веществ. Подтверждение относительно опасной в экологическом отношении позиции пойменно-руслового комплекса долин рек и связанных с ними прительвежных зон малых долин притоков (таблица) отчетливо проявляется на приведенных в Атласе геохимических картах бассейна Селенги и ее дельты. Повышенное содержание в реках растворенных и взвешенных форм, а также в донных отложениях мышьяка, висмута, кадмия, железа, никеля, свинца, цинка, меди, молибдена, вольфрама, сурьмы указывается как для города Закаменска, так и для низовьев Селенги [6]. Существенное участие в загрязнении низовьев Селенги и, в конечном итоге, байкальских вод кадмием, медью, молибденом притоков Селенги, в долинах и бассейнах которых ведется (или велась недавно) открытая добыча, отражается и на приведенных в Атласе графических схемах источников загрязнения [6].

Наибольшее загрязняющее воздействие на БПТ оказывают участки добычи, расположенные в пределах пойменно-руслового комплекса долин рек и связанных с ними прительвежных зон малых долин притоков в бассейне р. Селенги. Наименьшую опасность в этом отношении представляют

Оценка геоморфологической позиции нарушенных горнодобычей земель по опасности распространения поллютантов

Геоморфологическая позиция участка нарушенных земель	Степень опасности, балл
Плоские вершинные поверхности междуречий	1
Приводораздельные позиции в условиях пересеченного рельефа	2
Склоновые позиции	3
Площадки надпойменных террас, поверхности подгорных шлейфов и педиментов	2
Прительвежные зоны небольших долин постоянных и временных водотоков	4
Пойменно-русловой комплекс долин рек	4
Днища замкнутых котловин, в том числе занятых озерами; площадки обширных озерных террас	1
Днища обширных межгорных котловин, дренируемые малыми водотоками	3

разработки на плоских вершинных поверхностях междуречий и в днищах замкнутых котловин, в том числе занятых озерами, а также на площадках обширных озерных террас. Степень воздействия на загрязнение зависит также от масштабов и характера антропогенного рельефа и техногенных отложений на участках добычи, их площади, качества рекультивации и вещественного состава добываемого сырья.

1. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1992. 216 с.
2. Баженова О.И. Современная денудация в островных степях Сибири: Автореф. дис… докт. геогр. наук. Томск, 2011. 42 с.
3. Рыжов Ю.В. Формирование оврагов на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Гео, 2015. 178 с.
4. Бочкарев П.Ф. Гидрохимия реки Селенги // Труды Иркутского государственного университета. Серия географическая. 1958. Т. 24. Вып. 1. 143 с.
5. Вотинцев К.К., Глазунов И.В., Толмачева А.П. Гидрохимия рек бассейна озера Байкал. М.: Наука, 1965. 495 с.
6. Селенга – Байкал: Эколого-географический атлас–монография / Ред. Н.С. Касимов. М.: Географический факультет МГУ, 2019. 288 с.

ПРОГНОЗ РАЗВИТИЯ НЕТРАНСФОРМНЫХ СМЕЩЕНИЙ РИФТОВЫХ ЗОН ИСЛАНДИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

В.А. Боголюбский

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, bogolubskiyv@yandex.ru

Аннотация. На основании данных морфометрического анализа сбросовых уступов вулканических систем рифтовых зон Исландии сделаны выводы о возможном местоположении нетрансформных смещений между отдельными вулканическими системами. В настоящее время в рельефе имеет выражение лишь одно нетрансформное смещение, однако предполагается, что при сохранении уровня тектономагматической активности аналогичные морфоструктуры могут сформироваться в пределах Северной и Рейкьянесской рифтовых зон. Образование нетрансформных смещений может иметь значительные последствия для процесса спрединга в пределах рифтовых зон Исландии, способствуя упрощению их морфоструктурной сегментации.

Ключевые слова: рельеф спрединговых хребтов; сбросовый уступ; Исландия

DEVELOPMENT FORECAST OF ICELAND RIFT ZONES NON-TRANSFORM DISCONTINUITIES BASING ON MORPHOMETRIC ANALYSIS

V.A. Bogoliubskii

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract. Basing on morphometric analysis of normal fault scarps within Iceland rift zones volcanic systems, there have been supposed the non-transform discontinuities position between separate volcanic

systems. Currently, only one non-transform discontinuity has topographic expression. Nevertheless, we presume their formation within overall the Northern and Reykjanes rift zones in conditions of tectonic and magmatic activity stability. Non-transform discontinuities development may result in significant changes in spreading process within Iceland rift zones to their morphostructural segmentation simplification.

Keywords: spreading ridges topography; normal fault scarp; Iceland plume

Исландия является уникальным примером выхода рифтовой зоны (РЗ) срединно-океанического хребта на сушу в условиях термического влияния мантийного плюма. При этом морфотектоническое строение РЗ Исландии кардинально отличается от примыкающих РЗ спрединговых хребтов: они представляют ряд параллельно расположенных эшелонированных вулканических систем (ВС) [1]. При этом отдельные вулканические системы, в отличие от спрединговых сегментов СОХ, не соединяются нетрансформными смещениями (НТС), как правило, представляющими собой впадины, ограниченные системой уступов разломов и соединяющие два спрединговых сегмента без нарушения сплошности рифтовой долины. Единственным исключением являются ВС Кверкфьёдль и Аскья. Развитие НТС между ними обусловлено относительно длительной историей развития по сравнению с другими ВС [2], поэтому при дальнейшей эволюции вулканических систем, вероятно, будет возможно образование НТС.

Целью данной работы является геоморфологический прогноз возможного местоположения таких морфоструктур, как НТС, в пределах РЗ Исландии на основе морфометрического анализа.

Исландия расположена в Полярной морфотектонической провинции, наиболее северной в Атлантическом океане: ее формирование началось в конце палеоцена (60–58 млн лет) и проходит в условиях ультрамедленного косого спрединга (V < 20 мм/год). Между хребтами Рейкьянес и Колбенсей выделяется Северо-Атлантическая крупная магматическая провинция (МП), объединяющая Исландию, Гренландско-Исландский и Исландско-Фарерский пороги. Они отличаются увеличенной толщиной земной коры, достигающей мощности 42 км в Исландии [3], и сложены базальтами, изверженными от 55 млн лет назад до настоящего времени.

Столь большая мощность земной коры и высокая вулканическая активность, не характерная для ультрамедленноспрединговых хребтов, в настоящее время объясняются наличием квазистабильного Исландского плюма, активность которого изменяется во времени и выражается в виде термических импульсов, вызывающих всплеск тектономагматической активности [4].

РЗ представлены параллельно расположенными эшелонированными вулканическими системами, включающими центральный вулкан, представленный щитовой или конической постройкой, а также семейства сбросов, простирающихся на десятки километров к северу и югу от центральных вулканов. Семейства сбросов представлены не только разломными уступами и гьярами, зияющими трещинами раздвигов, но и эруптивными трещинами, формирующими формы вулканического рельефа: ряды кратеров, шлаковых конусов, бескорневых кратеров. Широко распространены и развивающиеся по эруптивным трещинам формы подледного вулканизма: изометричные плосковершинные массивы и линейно вытянутые хребты, сложенные гиалокластитами и лавами [1].

Поверхность в пределах РЗ в основном перекрыта лавовыми покровами, сформированными в позднеледниковье – голоцене. Наибольшая интенсивность извержений и сопряженного с ними разломообразования наблюдалась при дегляциации острова. Тектономагматическая активизация связывается с повышенной генерацией расплава при снятии ледниковой нагрузки. На многих участках тектонический и вулканический рельеф преобразован экзогенными процессами, наибольшую роль среди которых играют процессы ледниковой и флювиогляциальной денудации и аккумуляции [1].

В ходе работы по ЦМР ArcticDEM [5] с разрешением 2 м было выделено 2570 сбросов в пределах РЗ, а также получены значения их горизонтальной амплитуды с применением методов частичной автоматизации. Для расчета скорости растяжения на отдельных участках вулканических систем также требовались данные по возрасту начала образования уступа. Так как трещинообразование в пределах ВС происходит в ходе эпизодов рифтогенеза и сопряжено с вулканическим извержением

[6], возраст отдельной группы разломов можно принять соответствующим возрасту образования лавовых покровов, в которых были образованы разломы. Также к этой группе разломов можно отнести и те разломы, что образовались за пределами лавового покрова, но составляют единую морфоструктуру (например, грабен) с разломами, образованными в пределах лавового покрова. При этом разломы с вертикальной амплитудой более 25 м не учитывались при определении возраста разломов, так как, вероятнее всего, были сформированы до образования лавового покрова и зачастую перекрываются им.

Данные по возрасту лавовых покровов были взяты из базы данных Национального института естественной истории Исландии, находящейся в открытом доступе [7]. Расчет скорости растяжения проводился только на тех участках вулканических систем, где возраст сбросовых уступов был определен по всей ширине вулканической системы. Скорость растяжения была определена как сумма отношений горизонтальной амплитуды сбросов и их возраста. Все работы выполнялись в среде ArcGIS 10.5.

По результатам выполнения работы было проведено 40 профилей в 11 вулканических системах (рис. 1, 2). Наиболее полно охвачены ВС Рейкьянес-Свартсенги и ВС Крабла, в пределах которых отмечаются наибольшие площади лавовых покровов. Данные по скоростям растяжения и асимметрии были сведены в таблицу. Средние скорости растяжения в пределах отдельных ВС на современном этапе составляют 0.98 см/год, а средняя величина асимметрии (отношение растяжения по разломам восточного падения к суммарному) – 44 %. Последнее значение соотносится со значениями асимметрии, выявленными в работе [8], отличаясь на 2–4 %. Также в ходе работы анализировалось положение участков с малым количеством или полным отсутствием сбросовых уступов.

В целом, наибольшие скорости растяжения отмечаются на удалении центральных вулканов (ЦВ). Обычно это участки в центральной части семейства трещин. В их краевых частях и вблизи ЦВ скорость растяжения понижается. В последнем случае это, вероятно, связано с повышенной аккомодацией растягивающих напряжений за счет процессов магматизма. Кроме того, свой вклад вносят и более прочные горные породы, слагающие экструзивные купола, находящиеся в основании ЦВ, а также большие абсолютные и относительные высоты. В пределах самих вулканических систем вариации скоростей растяжения обнаруживают обратную зависимость с плотностью вулканических форм рельефа: на участках разрежения разломов (или даже их полного отсутствия) и пониженных скоростей растяжения наблюдается увеличение плотности эруптивных трещин и производных от них форм, что также отражает возможность аккомодации напряжений как тектоническими, так магматическими процессами и показывает единство их природы.

О вероятном расположении сдвиговой зоны могут говорить пониженные скорости растяжения по сбросам в условиях отсутствия или малого количества вулканических форм. На основании этого положения, были сделаны предположения о местоположении возможных НТС (см. рис. 1; рис. 2). Как отмечалось выше, в настоящее время обнаружено только одно подобное НТС между ВС Кверкфьёдль и Аскья, развивающееся в условиях рассеянного сдвига (т.е. относительно равномерные деформации прослеживаются в рельефе на большой территории). Предполагается, что развитие аналогичных морфоструктур возможно в будущем и между другими ВС в различных РЗ. Главным условием для этого является стабильное положение центров растяжения, формирующих вулканические системы.

В пределах Северной РЗ отчетливо прослеживаются зоны сдвиговых деформаций между всеми вулканическими системами. При этом наиболее длинными центрами растяжения являются ВС Крабла и Аскья, в пределах которых наиболее интенсивно протекают вулканические процессы [9]. Также по результатам морфометрического анализа была выявлена наибольшая тектоническая активность. Центры растяжения ВС Фремринаумар и Тейстарейкир, напротив, являются эмбриональными, что соответствует их центральным вулканам, не формирующим явно выраженных построек.

Возможно, при дальнейшем развитии Северной РЗ эти центры растяжения исчезнут, а сдвиговые зоны, формируемые ими, соединятся между собой, образовав единую сдвиговую зону, т. е. свое функционирование сохранят только ВС Крабла и Аскья.

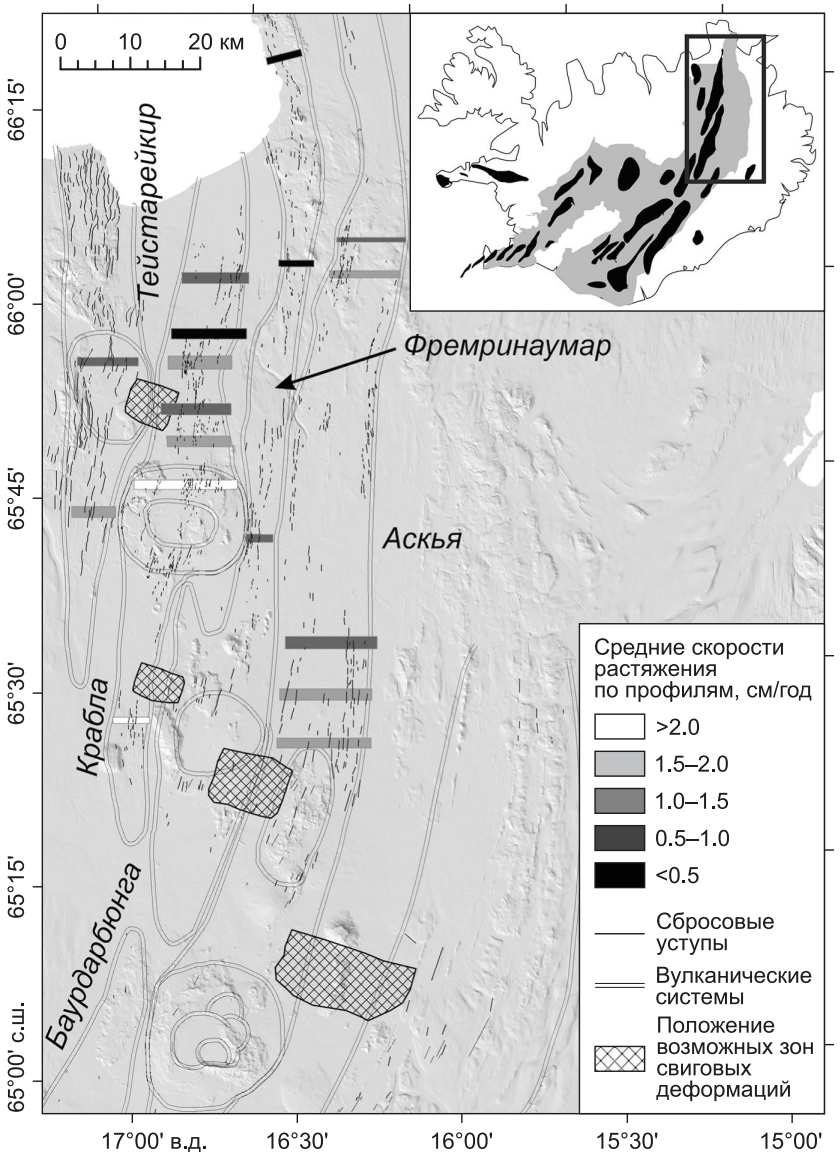


Рис. 1. Положение возможных зон сдвиговых деформаций Северной рифтовой зоны.

В пределах Восточной РЗ по имеющимся данным не выделяются зоны возможных сдвиговых деформаций, что связано как с большой плотностью вулканических и тектонических форм рельефа, так и с наличием семейств трещин, продвигающихся с юга и с севера в пределы РЗ. Как отмечалось выше, центры растяжения в пределах Восточной РЗ, вероятно, еще не стабилизировались в пространстве, поэтому сделать выводы о положении сдвиговых зон не представляется возможным.

Соединение Северной и Восточной РЗ является не до конца определенным: предположительно, НТС между ВС Аскья и Баурдарбюнга может располагаться вблизи языка ледника Ватнайёкюдль, о чем свидетельствует субширотное простирание отдельных эруптивных трещин и повышенная сейсмичность в этом районе [1], однако эти признаки могут также говорить об активизации тектономагматической активности вследствие снятия ледниковой нагрузки при постепенном таянии ледника. Подобной позиции придерживаются авторы работы [10]. Также вероятно, что зона сдвиговых деформаций располагается под ледником Ватнайёкюдль, а возможно не сформирована, как и НТС в пределах Восточной РЗ.

Для Центральной и Западной РЗ НТС не были выделены ввиду практически полного отсутствия данных по скоростям растяжения на отдельных участках данных РЗ.

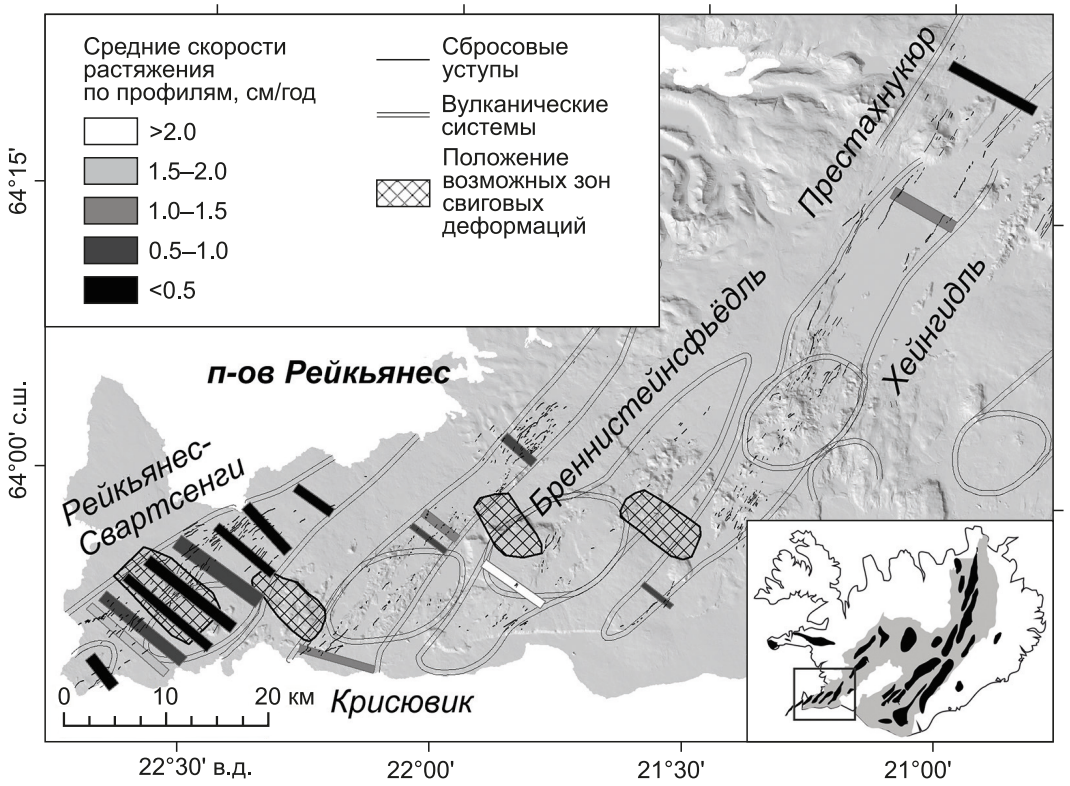


Рис. 2. Положение возможных зон сдвиговых деформаций Рейкьянесской рифтовой зоне.

Для Рейкьянесской РЗ НТС выделяются между всеми вулканическими системами. В пределах ВС Рейкьянес-Свартсенги НТС было также выделено между ее двумя центрами растяжения. Поскольку данную ВС зачастую рассматривают как две отдельных ВС (Рейкьянес на юго-западе и Свартсенги на северо-востоке) [11], наличие сдвиговой зоны также возможно. В восточной части Рейкьянесской РЗ предполагается расположение НТС ортогонально простиранию вулканических систем, тогда как вся РЗ является транстенсивной, формируясь под влиянием сдвиговых и растягивающих напряжений. Подобная же конфигурация предполагает развитие сдвиговой зоны с компонентой сжатия.

Таким образом, в результате геоморфологического прогноза было выявлено возможное положение НТС в пределах РЗ Исландии. Наиболее определенно зоны рассеянного сдвига прослеживаются в пределах Северной и Рейкьянесской РЗ. При их развитии растяжение в пределах Северной РЗ может быть сконцентрировано в пределах ВС Аскья и Крабла, тогда как остальные, предположительно, прекратят свою активность. В пределах Рейкьянесской РЗ может быть сформирована сложноустроенная сдвиговая зона, которая будет включать участки с компонентой растяжения и компонентой сжатия. Для Восточной РЗ на данном этапе ее развития не представляется возможным сделать прогноз развития НТС в силу продолжения формирования ее основных центров растяжения в настоящее время.

На основании проведенных исследований были сделаны следующие выводы:

1) зоны деформаций рассеянного сдвига между вулканическими системами выделяются в пределах Северной и Рейкьянесской РЗ, отличающихся зрелым рельефом и относительно продолжительной историей развития;

2) при дальнейшем развитии в аналогичных геодинамических условиях зоны деформаций рассеянного сдвига могут сформировать нетрансформные смещения, схожие с НТС между ВС Аскья и Кверкфьёдль;

3) в пределах Восточной РЗ, продолжающей свое образование в настоящее время и отличающейся молодостью своих морфоструктур, зоны рассеянного сдвига еще не сформировались;

4) использованная методика местоположения зон рассеянного сдвига и прогноза развития морфоструктур нетрансформных смещений соотносится с природными условиями и более ранними работами по РЗ Исландии.

1. Einarsson P. Plate boundaries, rifts and transforms in Iceland // Jökull. 2008. Vol. 58. P. 35–58. DOI: 10.33799/jokull2008.58.035.

2. Green R.G., White R.S., Greenfield T. Motion in the north Iceland volcanic rift zone accommodated by bookshelf faulting // Nature Geoscience. 2014. Vol. 7. P. 29–33. DOI:10.1038/ngeo2012.

3. Foulger G.R., Du Z., Julian B.R. Icelandic-type crust // Geophysical Journal International. 2003. Vol. 155. Iss. 2. P. 567–590. DOI:10.1046/j.1365-246X.2003.02056.x.

4. Ruedas T., Marquart G., Schmeling H. Iceland: The current picture of a ridge-centred mantle plume // Mantle plumes. A multidisciplinary approach / J.R.R. Ritter, U.R. Christensen (Eds). Springer, Berlin, Heidelberg. 2007. P. 71–126. DOI:10.1007/978-3-540-68046-8_3.

5. Porter C., Morin P., Howat I., Noh M.-J., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M., Gardiner J., Tomko K. et al. ArcticDEM. Version 3. 2018. Available from: https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem (Last accessed February 1, 2022).

6. Wright T.J., Sigmundsson F., Pagli C., Belachew M., Hamling I.J. Geophysical constraints on the dynamics of spreading centres from rifting episodes on land // Nature Geoscience. 2012. Vol. 5. P. 242–250.

7. Special protection of ecological systems and geoheritage. 1:50000. Reykjavík: Icelandic Institute of Natural History. 2019.

8. Árnadóttir T., Lund B., Jiang W., Geirsson H., Björnsson H., Einarsson P., Sigurdsson T. Glacial rebound and plate spreading: results from the first countrywide GPS observations in Iceland // Geophysical Journal International. 2009. Vol. 177. Iss. 2. P. 691–716. DOI:10.1111/j.1365-246X.2008.04059.x.

9. Óladóttir B.A., Larsen G., Guðmundsson M.T. (Eds). Catalogue of Icelandic Volcanoes // IMO, UI and CPD-NCIP. URL: http://icelandicvolcanoes.is/?volcano=KRY (last accessed February 1, 2022).

10. Eksinchol I., Rudge J.F., Maclennan J. Rate of melt ascent beneath Iceland from the magmatic response to deglaciation // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. Vol. 20. Iss. 6. P. 2585–2605. DOI: 10.1029/2019GC008222.

11. Sæmundsson K., Sigurgeirsson M.Á., Friðleifsson G.Ó. Geology and structure of the Reykjanes volcanic system, Iceland // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2020. Vol. 391. 106501. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2018.11.022.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЛУОСТРОВА ТАЙМЫР

Д.Ю. Большиянов

Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, Россия, bolshiyanov@aari.ru

Аннотация. В результате многолетних исследований геоморфологического строения, четвертичных отложений п-ова Таймыр получены основные представления о развитии природной среды (колебания уровня моря, оледенение, климат) этой громадной части российской Арктики в четвертичное время. По данным исследований 18 районов полуострова показано, что основными рельефоформирующими процессами на п-ове Таймыр были в плейстоцене и остаются в настоящее

время тектонические движения, эвстатические колебания уровня океана, активнейшие солифлюкционные и эрозионные процессы. Полуостров никогда в плейстоцене не перекрывался ледниковыми щитами ни полностью, ни частично. Здесь часто, включая и голоцен, разрастались местные ледники пассивного типа. В четвертичном покрове господствуют морские отложения, данные по которым свидетельствуют о постоянных колебаниях уровня моря как в прошлом, так и в настоящее время, которые и определяют в основном строение долин полуострова.

Ключевые слова: полуостров Таймыр; колебания уровня моря; оледенение; климат; плейстоцен; голоцен

GEOMORPHOLOGICAL CONSTRUCTION, QUATERNARY DEPOSITS AND PALAEOGEOGRAPHY OF THE TAIMYR PENINSULA

D.Yu. Bolshiyanov

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

Abstract. No traditional ideas about sea level fluctuations, climate changes and glacial history of Taimyr Peninsula during the Pleistocene and Holocene are proposing by author on the base of relief and Quaternary deposits investigations at 18 areas of huge peninsula. Main geomorphological factors of relief construction are: tectonic movements, eustatic sea level fluctuations, very active erosion and permafrost processes. Taimyr Peninsular was never covered by Ice sheets neither as a whole, nor partly. During Late Pleistocene and Holocene local passive ice caps appeared and melted many times. Marine sediments is a main type of Quaternary deposits of the peninsula and they are very accuracy index of transgressions plurality both in Pleistocene and in Holocene.

Keywords: Taimyr Peninsula; sea level fluctuations; glaciation; climate; Pleistocene; Holocene

Грандиозная часть арктической суши – п-ов Таймыр с огромным разнообразием природных условий – является объектом всесторонних исследований ААНИИ с середины прошлого века. Тогда физико-географические исследования воплотились в монографии «Таймыро-Североземельская область» [1]. Палеоклиматические исследования, активно начавшиеся в ААНИИ в 70-х годах XX столетия, потребовали широкого и глубокого изучения как геоморфологического строения территорий, так и строения чехла четвертичных отложений. В конце прошлого века иностранные геологи начали интенсивное изучение российской Арктики, которая была закрыта для них в советское время. В 90-х годах и начале двухтысячных международным научным сообществом было организовано несколько крупных проектов, нацеленных на изучение палеогеографии Арктики (QUEEN, Eurasian Ice sheets, CAPE, PLOT и др.).

На п-ове Таймыр было проведено несколько российско-германских и российско-шведских экспедиций, которые благодаря оснащенности современной международной палеогеографической науки дали возможность применить множество методов датирования четвертичных отложений, современных методик отбора отложений их обработки, в частности озерных отложений. Но с проникновением международного опыта палеогеографических исследований в Арктику сюда пришли и западные стратиграфические и палеогеографические схемы, основанные на главенствующей роли ледниковых щитов прошлого в развитии природной среды четвертичного времени [2].

Участвуя и организовывая многие международные экспедиции, автору удалось поработать на одних и тех же геологических объектах вместе с ведущими иностранными специалистами из Швеции, Германии, США и понять сильные и слабые стороны международных исследовательских школ. Одной из слабых сторон является недостаточное внимание к изучению строения рельефа и геоморфологических процессов настоящего и прошлого. Несмотря на применение самых передовых

технологий в изучении рельефа с помощью спутников или летательных аппаратов, ученые приходят к неправильным выводам о генезисе рельефа, потому что не интересуются разнообразием рельефоформирующих процессов, которые приводят к формированию похожих форм рельефа разного генезиса. Четвертичные отложения изучаются в основном крупными мазками с обращением внимания только на структуру, а содержание уходит на второй план и считается неважным для определения происхождения осадков. Так и на п-ове Таймыр повсюду, с точки зрения коллег, господствуют отложения и формы ледникового генезиса.

Более 20 экспедиций автора на п-ов Таймыр и архипелаг Северная Земля позволили понять основные закономерности строения рельефа и четвертичного покрова полуострова и подготовить книгу по этим проблемам, которая в первом варианте доступна на сайте ААНИИ.

Обработаны данные по строению рельефа и четвертичных отложений более полутора десятков территорий на полуострове (рис. 1), построены геоморфологические карты дельт крупнейших рек полуострова, части горной территории, изучены отложения крупнейших озер полуострова. Полученные данные дают право автору сделать выводы о развитии природной среды полуострова как в течение плейстоцена, так и в ходе ее изменений в последние тысячелетия и столетия.

Покровные ледники в виде ледниковых щитов шельфа Карского моря никогда в течение плейстоцена не перекрывали ни п-ов Таймыр целиком, ни его части.

На п-ове Таймыр в четвертичное время господствовали обстановки морского осадконакопления. При этом трансгрессировавшие моря часто создавали условия для развития местных пассивных ледников на возвышенностях, вся рельефоформирующая активность которых заключалась в продуцировании большого количества воды во время таяния и эрозионном освоении рельефа талыми водами, деятельность которых запечатлена в рельефе в виде каналов стока ледниковых вод [3].

«Ледниковые гряды», которые широко используются зарубежными и отечественными специалистами для доказательства неоднократного наступления ледниковых щитов на п-ов Таймыр в среднем и позднем неоплейстоцене, сложены морскими отложениями, грядовый рельеф Таймырской низменности обусловлен тектоническими движениями земной коры. Принимаемые зарубежными специалистами за ледниковые тиллы отложения по мощности не превышают 3 м (что малореально

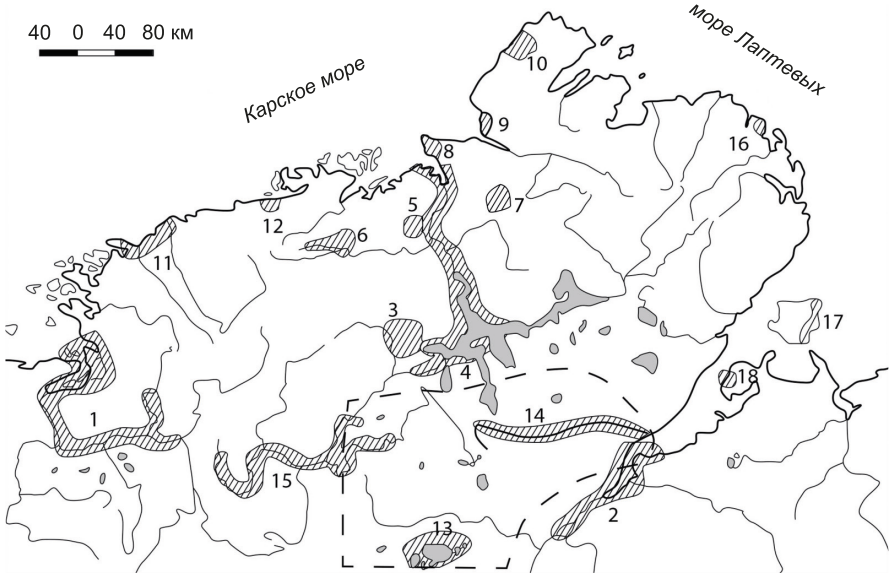


Рис. 1. Схема исследованных автором площадей п-ова Таймыр.
1 – долина р. Пясины и ее дельта; 2 – долина р. Хатанги и ее дельта; 3 – бассейн оз. Левинсон-Лессинга; 4 – долина р. В. Таймыры, ее дельта и долина р. Н. Таймыры; 5 – район озер Барометрических; 6 – район озер Астрономических и долина р. Мамонта; 7 – район оз. Белого; 8 – мыс Оскара; 9 – п-ов Оскара; 10 – район горы Аструпа; 11 – п-ов Михайлова и долины рек Гусиной и Ленивой; 12 – район нижнего течения р. Низменной; 13 – район оз. Лабаз; 14 – долина р. Б. Балахни; 15 – долины рек Луктах, Логаты, В. Таймыры и оз. Кинтэтурку; 16 – долины рек Топографов, Неизвестной, Галечниковой; 17 – восточная часть о. Б. Бегичев; 18 – п-ов Хара-Тумус в районе р. Хастыр.

для деятельности постулируемых ледниковых щитов) и в действительности являются бассейновыми отложениями, т.к. охарактеризованы наличием морской микрофауны и микрофлоры, а зачастую фауной морских моллюсков.

Колебания уровня моря в верхнем неоплейстоцене и голоцене были значительными и частыми. Морские отложения этого возраста находятся на отметках до 200 м над современным уровнем моря. Морские террасы высотой около 100 м определяют рельеф Таймырской низменности (рис. 2).

Казанцевская трансгрессия, начавшись около 120 тыс. л. н., продолжалась до рубежа 60–70 тыс. лет. Но и после этого уровень моря был достаточно высок. В каргинское время (45–30 тыс. л. н.)

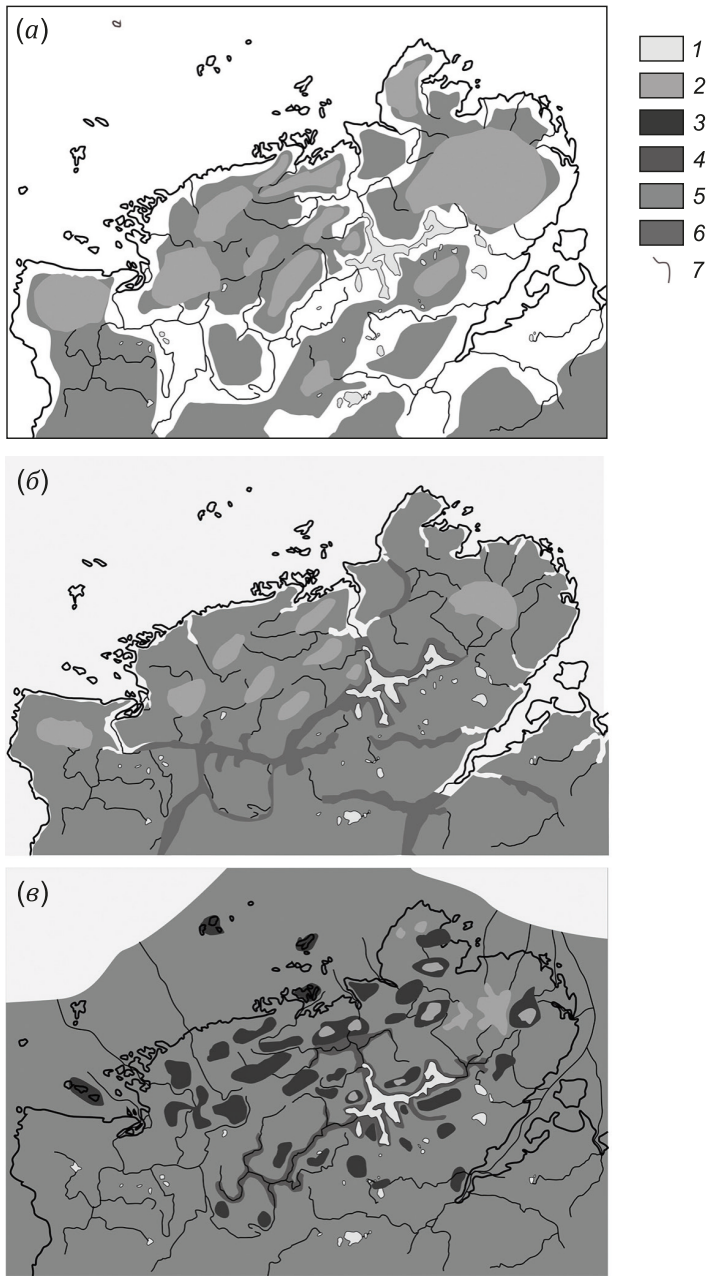


Рис. 2. Основные этапы развития природной среды п-ова Таймыр в позднем неоплейстоцене.
(*а*) – казанцевская трансгрессия, муруктиеское время (120–60 тыс. л.н.); (*б*) – каргинская ингрессия (45–30 тыс. л.н.); (*в*) – сартанское время (25–15 тыс. л.н.). *1* – море; *2* – ледниковый купол; *3* – пассивные ледниковые тела во время сартанского похолодания (последний ледниковый максимум); *4* – долины оз. Таймыр и р. В. Таймыры, подтопленные местными сартанскими ледниками в районе устья р. Шренк; *5* – суша; *6* – подтопленные эстуарии во время каргинской ингрессии, в которых формировались отложения ЛК; *7* – современная береговая линия.

в затопленных в результате подпора со стороны моря долинах полуострова формировался ледовый комплекс отложений (ЛК) с обильными остатками животных мамонтового палеонтологического комплекса и мощными повторно-жильными льдами. Высотные отметки отложений ЛК находятся в пределах 45 м над современным уровнем моря. Более высокое (до 60 м) его залегание в некоторых долинах обусловлено тектоническими движениями земной коры.

Колебания уровня озера Таймыр в центре полуострова следовали за изменениями уровня моря, и лишь в конце позднего неоплейстоцена его уровень повышался из-за запруживающего влияния местных пассивных ледников. Колебания уровня моря (базиса эрозии) и в голоцене приводили к изменению уровня озер, смещению дельт рек вверх по течению. В голоцене таких этапов повышения уровня моря было не менее трех и уровень водоемов повышался до 10–15 м. Даже на границе плейстоцена и голоцена уровень озера Таймыр был достаточно высок. Древние дельты возрастом около 2000 лет развиты на всем полуострове на высоте 10–15 м над современным уровнем моря в тех районах, где продольные профили долин достаточно выработаны.

Ледники развивались на территории полуострова неоднократно как в течение плейстоцена, так и в голоцене, занимая возвышенные участки рельефа.

Тектоническая активность на полуострове высока. Разломы земной коры определяют особенности рельефа как полуострова, так и смежных территорий. Так, трансформный разлом срединного арктического хребта Гаккеля образовал Хатангский залив и определяет различия тектонической активности полуострова и смежной территории юго-западного побережья моря Лаптевых. Тектонические озера Таймыр, Левинсон-Лессинга являются результатом миграции озера Таймыр с востока на запад в ходе раскрытия трещин земной коры в результате сжатия со стороны хребта Гаккеля. Транстаймырский (Котуйский) разлом, определивший заложение р. Н. Таймыры, залива Байкуранеру озера Таймыр и далее протягивающийся и определяющий направление р. Котуй, вызвал блоковые поднятия земной коры уже в позднем неоплейстоцене, благодаря чему бассейновые каргинские отложения к западу от разлома понижены примерно на 20 м по сравнению с территориями, расположенными к востоку от него. Тектоническими движениями нарушена естественная последовательность напластования донных отложений озер Таймыр и Левинсон-Лессинга.

В голоценовом климате полуострова четко выражен климатический оптимум возрастом 11–9 тыс. ^{14}C лет, потепление 5–6 тыс. ^{14}C л. н., когда граница леса продвинулась на север на 0.5–1.0° по широте относительно ее современного положения и Малый ледниковый период, который имел место на полуострове в период 620–60 л. н. 10–9 тыс. л. н. на полуострове произошла инверсия природных зон. Климат севера полуострова был теплее по сравнению с югом Таймыра в результате прорыва теплых атлантических вод в Арктику и отепления северных берегов Евразии после окончания последнего ледникового максимума [4].

Таким образом, основными рельефоформирующими факторами на п-ове Таймыр в плейстоцене были и остаются в настоящее время тектонические движения, эвстатические колебания уровня океана, активнейшие солифлюкционные и эрозионные процессы.

Новые данные, полученные с помощью новейших методов изучения четвертичных отложений, включая их датирование, всего лишь подтвердили выводы великого исследователя Сибири А.Ф. Миддендорфа, изучавшего те же площади п-ова Таймыр в 1842–1845 гг. Он писал: «В том нет сомнения, что в тундре под 69 $^{1}/_{2}$° с.ш. на правом берегу Енисея я вступил на то самое поднятое морское дно, по которому без перерывов должен был проехать пять градусов широты к северу, и только лишь у хребта Быранга встретил скалы, вздымавшиеся из этого бесконечного полотна морского наноса» [5, с. 277].

1. Таймыро-Североземельская область (физико-географическая характеристика) / Ред. Р.К. Сиско. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 376 с.

2. Möller P., Benediktsson I.Ö., Anjar J., Bennike O., Bernhardson M., Funder S., Håkansson L.M., Lemdahl G., Licciardi J.M., Murray A.S., Seidenkrantz M.-S. Glacial history and palaeo-environmental change of southern

Taimyr Peninsula, Arctic Russia, during the Middle and Late Pleistocene // Earth-Science Reviews. 2019. Vol. 196. 102832. DOI:10.1016/j.earscirev.2019.04.004.

3. Большиянов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. Спб.: ААНИИ, 2006. 296 с.

4. Палеоклимат полярных областей Земли в голоцене / Ред. Д.Ю. Большиянов, С.Р. Веркулич. Спб.: ААНИИ, 2019. 204 с.

5. Миддендорф А.Ф. Путешествие на север и восток Сибири. Север и восток Сибири в естественно-историческом отношении. СПб.: ГеоГраф, 2004. Т. 1. 922 с.

ГРАНИТНЫЕ КУПОЛА ЗАБАЙКАЛЬЯ

С.А. Буланов

Институт географии РАН, г. Москва, Россия, bulanov@igras.ru

Аннотация. В Забайкалье широко распространены гранитные массивы, выраженные в рельефе в виде куполовидных вершин либо холмов, возвышающихся над окружающим пространством на несколько десятков либо сотен метров (в зависимости от размера). Их наличие связывается с крупнейшим в мире Ангаро-Витимским ареал-плутоном, или батолитом, формирование которого происходило с раннего докембрия до позднего палеозоя. Геолого-геоморфологический анализ позволяет, однако, полагать, что отдельные его части продолжили активное развитие и позже, в том числе и в четвертичное время, что обусловило их доминирующее положение в современном рельефе. Исследования проводились главным образом в пределах хребтов Икатского, Северо- и Южно-Муйского, где выявлен ряд подобных образований различного размера и морфологии.

Ключевые слова: рельеф; интрузия; подъем; Южно-Муйский хребет

GRANITE DOMES OF TRANSBAIKAL

S.A. Bulanov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. In Transbaikalia, granite massifs are widespread, expressed in the relief in the form of domed peaks or hills, rising above the surrounding space by several tens or hundreds of meters (depending on size). Their presence is associated with the world's largest Angara-Vitim area pluton, or batholith, the formation of which took place from the early Precambrian to the late Paleozoic. Geological and geomorphological analysis allows, however, to believe that some of its parts continued to develop actively later, including in the Quaternary, which determined their dominant position in the modern relief. The studies were carried out mainly within the Ikatsky and Yuzhno-Muisky ridges, where a number of similar formations of various sizes and morphology were revealed.

Keywords: relief; intrusion; rise; South-Muya Range

Феномен доминирования в рельефе массивов, сложенных магматическими породами, широко распространен в самых различных геоморфологических и геодинамических обстановках. Когда речь идет о вулканических и субвулканических образованиях, то очевидно, что выраженность

обусловлена либо продолжением их формирования (для активных вулканов), либо их молодостью, т.е. незначительным временем воздействия разрушительных денудационных факторов на форму рельефа, перешедшую в реликтовое состояние. Таковы, например, лакколиты Северного Кавказа в окрестностях г. Пятигорска [1].

Иное дело, когда в виде куполообразных возвышений выделяются интрузивные тела, формирование которых изначально предполагается в земной коре на большой глубине, причем возраст таких тел определяется в широком диапазоне – от кайнозоя до протерозоя. Для объяснения их существования приходится применять иные схемы и механизмы формирования, среди которых намечаются два главных направления. Первое – это результат длительной селективной денудации в случае, когда интрузивные породы оказываются более устойчивыми к внешним воздействиям, чем вмещающие [2]. Подобное объяснение дается, например, лакколитам на южном побережье Крыма [3].

Однако чаще исследователи приходят к предположению другого, принципиально иного, рода, когда возвышенное положение интрузивных тел связывается с их автономным подъемом, причем в том числе и в относительно недавнее время. Характерно, что эти тела, как правило, слагаются интрузиями кислого состава – гранитами и их разновидностями, поэтому в дальнейшем они будут называться «гранитные купола» (применительно как к самим телам, так и к образованным ими возвышенностям). Для объяснения этого феномена чаще всего привлекаются два механизма. Первый – «всплывание» гранитов, предположительно, более «легких», чем вмещающие их породы, – как бы своеобразный диапиризм, при этом поднимающиеся не до конца остывшие (или вновь нагретые) массы обладают достаточной для этого процесса пластичностью [4, 5]. Другой механизм также апеллирует к пластичности, но причина подъема видится в выдавливании гранитной массы вследствие локального либо регионального стресса [6]. Последний вариант наиболее популярен. К нему апеллируют исследователи в различных регионах: Казахстане [7], на Урале [8], в Средней Азии [9], на Дальнем Востоке [10, 11], в Папуа-Новой Гвинее [12] и др.

Северное Забайкалье – один из регионов, где широко распространены гранитные массивы, выраженные в рельефе в виде куполовидных вершин (холмов), возвышающихся над окружающим пространством на несколько десятков либо сотен метров (в зависимости от размера). Их наличие связывается с крупнейшим в мире Ангаро-Витимским ареал-плутоном, или батолитом, формирование которого происходило с раннего докембрия до позднего палеозоя [13]. Кровля батолита усложнена куполообразными выступами, которые можно рассматривать как самостоятельные плутоны [13]. Ряд исследователей полагают, что последние могут иметь и более молодой, в том числе и мезозойский, возраст [14, 15]. Аналогичная позиция высказывается и в отношении «островных гор» в соседних регионах – Южном Забайкалье и Монголии [16]. Для последних указывается, что, несмотря на доминирующее протяжение в рельефе, они слагаются дезинтегрированными гранитами, которые не только подверглись физическому выветриванию, а оказались дополнительно брекчированы и катаклазированы вплоть до полной потери связности и дробления минеральных зерен, испытали гидротермальную проработку и легко поддаются денудации. Из геоморфологических особенностей гранитных куполов также отмечается: а) наличие «сухих» антецедентных долин, пересекающих гранитный купол; б) грубообломочные шлейфы, спускающиеся по склонам массива и прослеживающиеся далее по эрозионным врезам окружающего пространства; в) кольцевые депрессии, окаймляющие купола, обычно маркированные гидросетью.

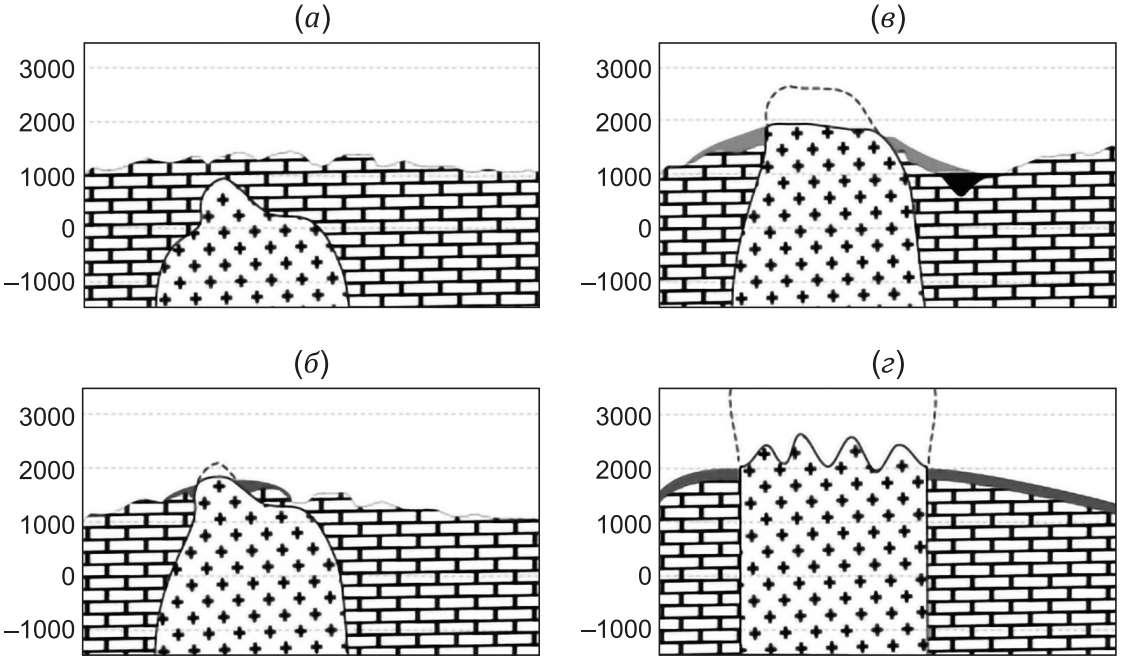
Все указанные выше признаки имеют многие гранитные купола в исследованном районе Северного Забайкалья. Он охватывает хребты Икатский, Северо- и Южно-Муйский. Среднего размера купола имеют в поперечнике 3–6 км, большинство таковых располагаются в пределах безымянного низкогорья между указанными хребтами. Они возвышаются над окружающим пространством на 200–400 м, и их абсолютные отметки обычно не превышают 2000 м; для интрузий малого размера эти показатели намного меньше. Показательно то, что выходы кислых интрузий на космоизображениях имеют более светлый тон, что, очевидно, связано не только с цветом собственно гранитных глыб, слагающих курумовые развалы, но и с их характерным безлесием.

Форма куполов в плане изометричная, но не обязательно подчеркнуто округлая, чаще овальная, иногда с одним краем, как бы обрезанным по линии разлома, контролирующего интрузию. Таковым, например, является один из массивов (выс. до 1952.2 м) в верховьях р. Баргузин, который почти по правильному овалу обтекает ее приток Сининда.

Интересное образование (выс. до 2205.6 м) находится в верховьях Анамакита (бассейн Верхней Ангары), оно данной рекой рассечено на две неравные части. Это свидетельствует об эпигенетическом заложении ее долины, а значит, и о более древнем, чем воздымание самого массива, ее заложении. Склоны поднятия, особенно обращенные к окружающему пространству, нерасчлененные, покрыты мощными курумовыми шлейфами, которые далее вниз внедряются в эрозионные врезы.

Крупные, более 10 км в поперечнике, купола достигают высоты 2500–3000 м и образуют осевую водораздельную линию вышеупомянутых хребтов. Как только они начинают превышать 2300 м, морфология гор резко меняется. Рельеф приобретает альпинотипный облик, с карлингами, карами и троговыми долинами, сформированными в ледниковый период. Таков, к примеру, массив на водоразделе рек Светлая, Няндони (бассейн Верхней Ангары) и Сининды (бассейн Баргузина).

Наиболее подробно гранитные купола были изучены автором в Южно-Муйском хребте в районе пос. Уакит и к северу от него. Здесь ситуация в целом повторяется. На водораздельном гребне выделяется ряд крупных и относительно высоких изометричных массивов, особенно в северо-восточном окончании хребта, где площадь, занятая компактным выходом гранитоидов, превышает 400 км^2, а абсолютная высота достигает 3067 м (г. Муйский Гигант). Главные отличия уакитского участка сводятся к тому, что низкогорье вне главных куполов на гребне существенно ниже (до 1200 м), выходы гранитоидов имеют малые размеры (сотни метров – первые километры в поперечнике) и относительную высоту десятки – первые сотни метров, а в петрографическом плане резко контрастируют с окружением, сложенным главным образом метаморфическими образованиями протерозоя и палеозоя, поэтому перемещение гранитного материала куполов экзогенными процессами, в том числе и древними ледниками, легко диагностируется на местности.



Стадии подъема интрузивного тела и формирования рельефа гранитного купола.
(*а*) – интрузивное тело, еще не экспонированное, куполообразное поднятие его кровли; (*б*) – высвобождение апикальных частей и начало разрушения гранитоидного массива с накоплением глыбового элювия в непосредственной близости от него; (*в*) – начало интенсивного автономного подъема интрузивного тела, сопровождающееся его ускоренной дезинтеграцией и курумовым разносом обломков; (*г*) – зрелая стадия автономного подъема интрузивного тела, на которой к разносу обломков подключаются гляциальные процессы.

Разнообразие гранитных куполов Забайкалья демонстрирует разные стадии их становления и позволяет установить своеобразный механизм их образования. Выделяется несколько стадий развития (рисунок, *а*).

Первая стадия. В пределах Уакитского рудного поля (рисунок, *а*) по геофизическим данным диагностируется наличие неглубоко залегающего гранитоидного массива[1] [17, 18]. Окружающее его низкогорье, выделяющееся дробным расчленением на фоне морфоструктур, того же гипсометрического уровня.

Вторая стадия – экспонирование апикальных частей интрузии в виде разрозненных выходов гранитоидов диаметром в первые сотни метров. Характерно возвышение над соседними вершинами на несколько десятков метров, общая массивность и куполообразность локального поднятия, контрастирующая с окружающим расчленением. Купол покрыт курумовыми гранитными развалами. От него радиально расходятся крупноглыбовые каменные реки, перекрывающие склоны, сложенные вмещающими (эффузивно-осадочными и метаморфическими) комплексами горных пород и проникающие по врезам (рисунок, *б*). Распространены спорадически, в частности наблюдаются на междуречье Могой–Нерунда, в низовьях Горбылка, в месте выхода р. Уакит из гор в депрессию. Аналогичные гранитные холмы есть в пределах депрессии, где они возвышаются среди аккумулятивной равнины. Наблюдаются на разных гипсометрических уровнях, но не выше 2000 м.

Третья стадия – крупный изолированный горный массив караваеобразной формы, в несколько километров в поперечнике и относительной высотой в первые сотни метров. Максимальные абсолютные высоты – от 1700 до 2200 м. Вершины и склоны покрыты мощным чехлом крупноглыбовых развалов. Характерны нагорные террасы, следы массового смещения курумов и их аккумуляции у вогнутого подножия. Экспансия склонового чехла вызывает сужение прилегающих долин, в которых отмечается погребение под глыбовым материалом аллювиальных отложений, по крайней мере до позднеплейстоценовых (рисунок, *в*). Примеры – Бусанская сопка на западном берегу одноименного озера, вершина в верховьях р. Сан. Примечательно наличие термальных источников у подножия подобного рода массивов.

Четвертая стадия – положительная кольцевая морфоструктура, расчлененная глубокими плоскодонными врезами (троговые долины и кары) на конические вершины (рисунок, *г*). Абсолютные высоты до 2600 м, редко более; относительные – до 500 м. В окружении типичен плосковершинный пьедестал, сложенный вмещающими породами. На нем – мощный, отчасти погребающий его чехол гранитного элювия и морены, перемещенных гравитацией и ледниками с центрального поднятия на расстояние до нескольких километров. Морена находится в реликтовом состоянии и малоподвижна (за исключением термокарстовых просадок по погребенному льду), курумы на всем протяжении обнаруживают следы интенсивных подвижек. Примеры – гребневая зона Южно-Муйского хребта в районе верховьев Могоя, Нерунды и Уакита.

Пятая стадия – альпинотипное среднегорье с пилообразными гребнями как результат слияния отдельных массивов, описанных на прежней стадии. Абсолютные высоты до 3000 м, редко более. Характерно для верховьев Дулешмы и Горбылка.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института географии РАН FMWS-2024-0005.

1. Герасимов И.П. Пятигорские «лакколиты» и происхождение Кавказских минеральных вод // Геоморфология. 1974. № 3. С. 3–13.

2. Ананьев Г.С., Каревская И.А. Роль выветривания и селективной денудации в формировании обособленных гранитных массивов // Регион, типы процессов выветривания. Записки Забайкальского филиала Географического общества СССР. Чита, 1970. Вып. 41. С. 15–22.

[1] С его апикальными частями и флюидами, насыщающими кровлю, связывается золотоносность.

3. Никитин М.Ю., Седаева К.М., Майорова Т.П. Путеводитель по первой Крымской учебно-геологической практике. Часть I: Учебное пособие. Сыктывкар: Изд-во Сыктывкарского университета, 2006. 154 с.

4. Турутанов Е.Х., Степаненко А.В., Буянтогтох Б. Всплывание гранитов как рельефообразующий фактор // Вестник Иркутского государственного технического университета. 2011. № 11 (58). С. 94–98.

5. Турутанов Е.Х. Становление гранитных интрузий и рельефообразование // Литосфера. 2014. №1. С. 117–122.

6. Лишневский Э.Н. Об активной роли гранитных интрузий в процессе горообразования // Геотектоника. 1965. № 3. С. 77–84.

7. Сваричевская З.А., Яговкин В.И. Ядра выдавливания гранитных массивов и их роль в образовании островных гор Центрального Казахстана // Вестник Ленинградского университета. Серия геологии и географии. 1966. № 24. Вып. 4. С. 140–143.

8. Трифонов В.П., Влох И.П., Алейников А.Л., Белавин О.В., Зубков А.В. Явление выдавливания гранитных массивов на Урале // Доклады АН СССР. 1968. Т. 179. № 1. С. 169–172.

9. Панюшкин А.И. Рост гранитоидных интрузий в Юго-Западном Прииссыккулье // Геоморфология. 1986. № 2. С. 77–84.

10. Лишневский Э.Н., Шевченко В.К., Бронгулеев В.В. (мл.). Геологические признаки постмагматического поднятия гранитов (на примере Нижнего Приамурья и Западного Приохотья) // Геотектоника. 1976. № 5. С. 93–100.

11. Шевченко В.К. Механизмы горообразования в Забайкалье и на юге Дальнего Востока // Геоморфология. 1986. № 4. С. 15–23.

12. Ollier C.D., Pain C.F. Active gneiss domes in Papua New Guinea. New Tectonic Landforms // Zeitschrift für Geomorphologie. 1981. Vol. 25. Iss. 2. P. 133–145.

13. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центральноазиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997. № 5. С. 18–32.

14. Павловский Е.В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1956. № 10. С. 3–12.

15. Нагибина М.С. Молчанова Т.В. О структурном положении мезозойских гранитов в Монголо-Охотской зоне и прилегающих районах Станового хребта // Доклады АН СССР. 1961. Т. 136. № 2. С. 424–427.

16. Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Никитин А.В. Гранитные островные горы: морфология, тектоническая структура и генезис // Геоморфология. 2017. № 3. С. 3–15. DOI:10.7868/S0435428117030018.

17. Кибанов Г.А. Влияние неотектоники на металлоносность отложений и их зависимость от древних структур (на примере Южно-Муйского хребта и северо-восточной окраины Витимского плоскогорья) // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1968. С. 326–334.

18. Ненахов В.М., Никитин А.В. Структура, магматизм и тектоническая эволюция Уакитской зоны в палеозое в контексте проблем формирования Ангаро-Витимского батолита (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2007. № 2. С. 34–52.

СЛЕДЫ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ЮЖНО-МУЙСКОГО ХРЕБТА (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

С.А. Буланов

Институт географии РАН, г. Москва, Россия, bulanov@igras.ru

Аннотация. В Забайкалье широко распространены выраженные в рельефе следы древнего (плейстоценового) оледенения. В частности, они обнаружены в пределах Южно-Муйского хребта, где представлены разнообразными формами (кары, троги, конечно-моренные комплексы). По поводу размеров, количества и времени оледенений в данном регионе существуют различные мнения. Проанализированы литературные и фондовые материалы, использованы данные дистанционного зондирования и собственные экспедиционные наблюдения, и составлена картосхема распространения гляциальных форм рельефа Южно-Муйского хребта. На основании проведенных исследований установлено отсутствие следов более ранних, чем позднеплейстоценового, оледенения. Области питания концентрировались в изолированных массивах, приуроченных к выходам гранитоидов.

Ключевые слова: рельеф; морена; троговая долина; интрузия; Южно-Муйский хребет

PLEISTOCENE GLACIATION OF THE YUZHNO-MUYSKIY RIDGE (TRANSBAIKALIA)

S.A. Bulanov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. Traces of the ancient (Pleistocene) glaciation, expressed in the relief, are widespread in Transbaikalia. In particular, they were found within the South Muya Range, where they are represented by various forms (kars, troughs, terminal moraine complexes). There are different opinions about the size, number and time of glaciations in this region. We analyzed literature and stock materials, used remote sensing data and our own expeditionary observations, and compiled a map of the distribution of glacial landforms of the South Muya Range. On the basis of the studies carried out, it was established that there are no traces of earlier than the Late Pleistocene, glaciation. The feeding areas were concentrated in isolated massifs confined to granitoid outcrops.

Keywords: relief; moraine; trough valley; intrusion; South-Muya Range

Взгляды на плейстоценовую историю Забайкалья в целом и Южно-Муйского хребта в частности за последние 150 лет претерпели существенную эволюцию. Первым обнаружил следы древних ледников обширного региона к востоку от Байкала один из основоположников ледниковой теории П.А. Кропоткин [1]. Позднее его выводы поддержали В.К. Котульский, Н.И. Свитальский [2] и В.А. Обручев [3], хотя они уточнили, что ледники не спускались по крупным долинам, а проникали в них по трогам, выходившим, в частности, и с Южно-Муйского хребта в окружающие его магистральные продольные депрессии, дренируемые реками Ципа и Муя.

В дальнейшем А.А. Арсеньев высказал точку зрения о трехкратном оледенении, которую разделяла и С.Г. Мирчинк [4], проводившая геолого-геоморфологические исследования в районе Южно-Муйского хребта. Первое оледенение, по их мнению, имело полупокровный («скандинавского типа») характер. Основанием для этого они считали широкое развитие крупноглыбовых развалов, которые интерпретировались ими как остатки размытой нижнеплейстоценовой морены на относительно уплощенных междуречьях – главным образом на абсолютных высотах 1000–2100 м.

В качестве доказательства их ледникового генезиса приводился также факт наличия в этих отложениях «эрратических» валунов, в основном гранитоидов, которые вроде бы не встречались в коренных породах на указанных площадях.

Второе оледенение, по мнению этих исследователей, носило долинный характер, и хронологически оно было отнесено к среднему плейстоцену. Ледники зарождались в наиболее высоких массивах Южно-Муйского хребта – выше 2250 м, для которых типичны кары, крутосклонные гребни и карлинги. Ледники спускались по врезам, выработанным притоками Ципы и Муи, преобразовали их в типичные троги; некоторые выходили в главные долины и даже перегораживали их. Контуры этих ледников отчетливо фиксируются комплексами боковых и конечных морен.

Третье оледенение, отнесенное к позднему плейстоцену, в целом повторяло черты второго, имело ту же область питания, только было меньших размеров, и его ледники уже не выходили за пределы гор. «Молодая» морена повсеместно вложена в отложения предыдущего комплекса и характеризуется более свежим обликом.

Впоследствии также высказывались несколько точек зрения, корректирующих вышеизложенное. В целом они сводились к двум позициям: во-первых, оба горно-долинных оледенения считаются позднеплейстоценовыми, и это в настоящее время общепринятая позиция [4]; во-вторых, отрицается существование раннеплейстоценового (полу)покровного оледенения [5–8]. В пользу последней позиции имеет смысл отметить следующее: те крупноглыбовые россыпи, что покрывают уплощенные междуречья в горах Забайкалья на относительно низких уровнях, вряд ли будет справедливо интерпретировать как реликтовые, сохраняющиеся в течение нескольких сотен тысяч лет в неизменном состоянии ледниковые отложения. Очевидно, что это результат процесса физического выветривания коренных пород, унаследованно развивающегося в перигляциальных условиях с позднего плейстоцена и до сих пор генерирующего широко распространенные в горах Сибири и Дальнего Востока курумовые поля. Это подтверждают разные признаки, в том числе повсеместно наблюдаемый процесс мерзлотного дробления скальных коренных пород и медленное движение грубообломочного коллювия в виде каменных «рек» и «потоков», которые местами трансформируются в каменные глетчеры [9].

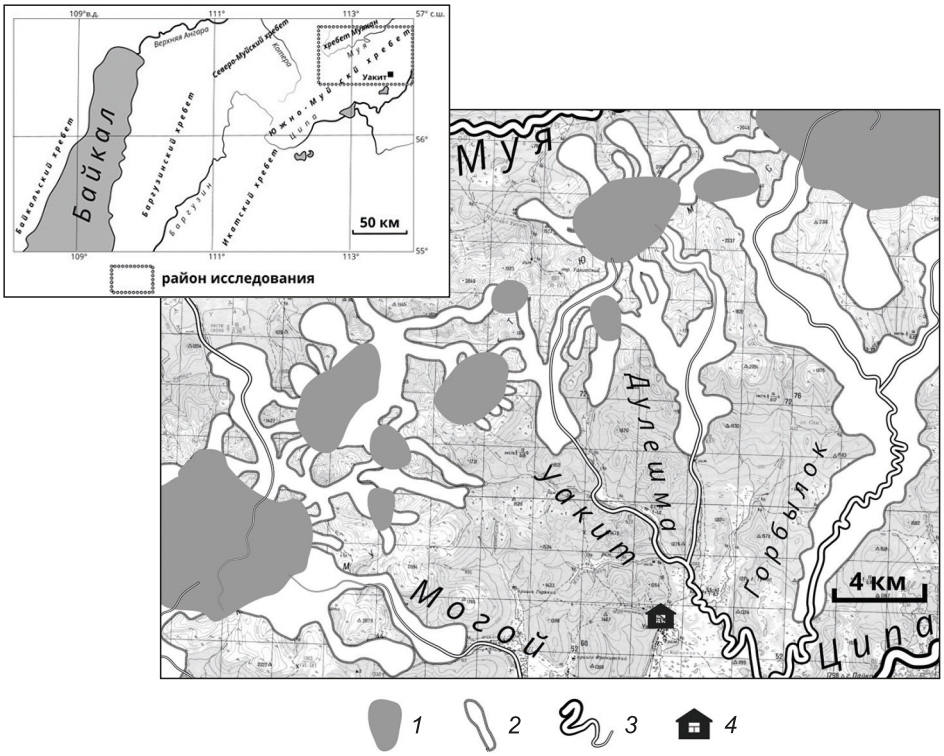
Что касается «эрратических валунов», главным образом гранитного состава, то следует заметить, что при крупномасштабном геологическом картографировании, например в пределах Уакитского рудного поля, обнаружены дайки и штоки – апикальные части неглубоко залегающего интрузивного массива, разрушение которых генерирует «инородные» обломки среди курумовых полей. К тому же в низкогорье Южно-Муйского хребта, сложенном в основном метаморфическими комплексами докембрия и палеозоя, зафиксированы многочисленные мелкие гранитные массивы, которые, как правило, занимают доминирующее положение в рельефе. Они тоже подвержены интенсивному морозобойному растрескиванию и дроблению, а образующиеся блоки аналогично приходят в движение вниз по склону, причем проходят при этом значительное расстояние – в десятки и сотни метров от материнского массива – и перемешиваются с глыбами иного состава. Для гранитных обломков характерен процесс десквамации, своеобразного «шелушения», отчего они приобретают округлую форму, которая может быть ошибочно принята за результат окатывания, а сами образуемые валуны могут неверно интерпретироваться как некий эрратический, т.е. принесенный ледниками материал. Конечно, сей факт не ставит окончательно точку в вопросе о средне- и раннеплейстоценовом оледенении, но он не позволяет распространять гляциальный генезис рельефа на низкогорье Южно-Муйского хребта за пределами троговых долин.

Таким образом, значительная площадь Южно-Муйского хребта исключается из сферы распространения следов гляциального рельефа. Ледниковые формы сосредоточены: а) в альпинотипном среднегорье (область питания – выше 2250 м); б) в троговых долинах (транзит и аккумуляция); в) у подножия хребта во впадинах, дренируемых реками Ципа и Муя (область аккумуляции). В связи с этим имеет смысл кратко осветить орографию и рельеф Южно-Муйского хребта. По простиранию и абсолютным отметкам он типичен для Северо-Западного Забайкалья: вытянут в северо-восточном направлении, а его вершины поднимаются на высоту от 1500 до 3000 м.

Есть также ряд черт, которые придают рассматриваемому хребту определенное своеобразие. Он фактически состоит из ряда разрозненных среднегорных массивов, разделенных глубокими перевальными седловинами-проходами, по которым плейстоценовые ледники перетекали из одного бассейна в другой, и участками плосковершинного низкогорья. Показательно то, что среднегорные массивы, как правило, изометричны и имеют закругленную форму, а также то, что они слагаются интрузиями гранитоидов.

Особенно показателен в этом отношении центральный участок хребта в районе пос. Уакит, для которого было проведено крупномасштабное картографирование ледниковых форм рельефа с привлечением литературных и фондовых источников, топографических карт, материалов аэро- и космической съемки, а также собственных полевых наблюдений (рисунок). Здесь выделяется ряд центров плейстоценового оледенения округлой формы, возвышающихся над низкогорным пьедесталом на 500–700 м, изъеденных глубокими карами и увенчанных островершинными гребнями. Они также, как правило, сложены гранитоидами. От этих центров в разные стороны расходятся троги, занятые долинами притоков рек Ципа и Муя. Наибольший интерес представляют первые, а именно Могой, Уакит, Дулёшма и Горбылок. По ним моренные комплексы, фиксирующие распространение древних ледников, прослеживаются на 24–50 км от области питания и фактически выходят из гор в обширную межгорную депрессию, дренируемую р. Ципа.

Показательно то, что на всем своем протяжении моренные гряды сложены почти исключительно обломками гранитоидов (на 80–90 %). Гряды морфологически отчетливо выражены на всем протяжении. Везде, где это было возможно, древние ледники проникали в устья притоков и подпруживали их. Бассейны подпруживания сохранились либо в виде заболоченных расширений в долинах этих притоков, либо в виде приледниковых озер. В ряде случаев наблюдается перестройка речной сети, связанная с экспансией плейстоценовых глетчеров, в результате чего ряд водотоков изменил направление своего течения: ледники как бы оттолкнули свои притоки, заставив их мигрировать в сторону соседних, свободных ото льда долин.



Следы позднеплейстоценового оледенения в центральной части Южно-Муйского хребта.
1 – альпинотипный рельеф в области питания ледников: карлинги, цирки, кары; *2* – области транзита и аккумуляции ледниковых отложений: троги, боковые и конечные морены; *3* – реки; *4* – пос. Уакит.

Теми же обломками гранитоидов сложены и коррелятные моренам флювиогляциальные конусы выноса, начинающиеся непосредственно от конечных гряд и прослеживающиеся в глубь депрессии на расстояние в несколько километров. Более того, минералогический состав песков, выстилающий днище самой депрессии, также указывает на их генетическую и возрастную связь с моренными комплексами, заполняющими долины указанных выше притоков р. Ципа, а именно на то, что они являются продуктами разрушения гранитов.

Таким образом, можно констатировать, что следы более ранних, чем позднеплейстоценовое, оледенений Южно-Муйского хребта в районе пос. Уакит не фиксируются. Само древнее оледенение имело особенности. Во-первых, это ряд разрозненных и относительно небольших областей питания в виде изометричных гранитоидных массивов. Во-вторых, области абляции, включая транзит и аккумуляцию, были аномально велики, по сравнению с первыми. В-третьих, поступление обломочного материала, причем не только в моренные комплексы, но и во флювиогляциальные отложения, происходило почти исключительно из нескольких каров малого размера. Этот феномен можно объяснить усиленным поступлением обломочного материала при разрушении гранитоидных массивов в области питания, а последнее – их аномальным автономным поднятием в четвертичное время, о чем более подробно изложено в другой статье, опубликованной в данном сборнике.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института географии РАН (FMWS-2024-0005).

1. Kropotkin P.A. The glaciation of Asia // Report of the sixty-fourth meeting of the Britsh Association of the Advancement of Science (August 1894, Oxford). London: John Murray Press, 1894. P. 774–775.

2. Свитальский Н.И. Геологические исследования в Ципиканском золотоносном районе // Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. 1916. Вып. XII. С. 12–34.

3. Обручев В.А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1931. № 3. С. 43–120.

4. Думитрашко Н.В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области // Труды Института географии. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Т. 55. Вып. 9. 191 с.

5. Ивановский Л.Н. Основные вопросы древнего оледенения Прибайкалья // География и природные ресурсы. 1993. № 3. С. 148–154.

6. Гиенко А.Я. Ледниковый рельеф и древние ледники юга Икатского хребта (Забайкалье) // География и природные ресурсы. 1985. № 1. С. 62–67.

7. Osipov E.Yu., Grachev M.A., Mats V.D., Khlystov O.M., Breitenbach S. Mountain glaciers of the Pleistocene Last Glacial Maximum in the northwestern Barguzin Range (Northern Lake Baikal): paleoglacial reconstruction // Russian Geology and Geophysics. 2003. Vol. 44. Iss. 7. P. 652–663.

8. Кононов Е.Е. Древнее оледенение Прибайкалья // Вестник Иркутского государственного технического университета. 2014. № 10. С. 91–98.

9. Шестернев Д.М. Криогенные процессы Забайкалья. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 262 с.

РОЛЬ РЕЛЬЕФА В ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ БИОКЛИМАТИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА

Ж.А. Буряк

Белгородский государственный национальный исследовательский университет, г. Белгород, Россия, buryak@bsu.edu.ru

Аннотация. Приведены результаты изучения влияния геоморфологических условий на изменчивость микроклимата и биоклиматического потенциала в условиях лесостепи на примере тестовых участков, расположенных на территории Центрально-Черноземного района. На участках Среднерусской возвышенности и Окско-Донской равнины на локальном уровне построена модель распределения радиационного баланса поверхности с помощью морфометрического анализа цифровой модели рельефа. Был рассчитан балл биоклиматического потенциала (по С.А. Сапожниковой), оценена его пространственная изменчивость в границах каждого участка. Установлено, что степень врезанности и густоты овражно-балочной сети определяет разнообразие условий микроклимата и потенциал биологической продуктивности фитоценозов, поэтому при оценке биоклиматического потенциала в условиях склонового ландшафта целесообразно учитывать геоморфологический фактор, в то время как на равнинных территориях влияние мезорельефа на микроклимат менее выраженно.

Ключевые слова: биоклиматический потенциал; ЦМР; теплообеспеченность

THE RELIEF ROLE IN THE SPATIAL VARIABILITY OF THE BIOCLIMATIC POTENTIAL

Zh.A. Buryak

Belgorod State National Research University, Belgorod, Russia

Abstract. The results of studying the role of geomorphological conditions on microclimate variability and bioclimatic potential for key areas of the Central Chernozem region are presented. In the areas of the Central Russian Upland and the Oka-Don Plain, a model of the distribution of the surface radiation balance at the local level was built using a morphometric analysis of a digital elevation model. The bioclimatic potential score was calculated (according to S.A. Sapozhnikova), its spatial variability within the boundaries of each site was assessed. It is concluded that the degree of incision and density of the gully network determines the diversity of microclimate conditions and the potential of biological productivity of phytocenoses. Therefore, when assessing the bioclimatic potential in the conditions of a slope landscape, it is advisable to take into account the geomorphological factor, while in the flat areas the influence of the mesorelief on the microclimate is less pronounced.

Keywords: bioclimatic potential; DEM; heat supply

Биоклиматический потенциал (БКП) – расчетный показатель продуктивности растительности в установившихся климатических условиях. Разрабатывался данный показатель в контексте оценки и прогнозирования продуктивности сельскохозяйственных культур, как правило, в целях агроклиматического районирования. Данное направление активно развивалось советскими учеными с 30 по 80-е гг. XX в. (Г.Т. Селянинов, Ф.Ф. Давитая, С.А. Сапожникова, Д.И. Шашко и др.), которые заложили теоретическую и методологическую основу данного направления. Современные исследования, базирующиеся на ней, направлены на совершенствование математических моделей, разработку прогнозов и сценариев в условиях меняющегося климата.

Сельскохозяйственная продуктивность климата оценивается по количественным зависимостям, связывающим урожаи растений с ресурсами тепла и влаги. Данный подход также может быть использован для оценки потенциальной продуктивности естественных растительных сообществ.

Рельеф играет важную роль в перераспределении тепла по земной поверхности. В умеренных широтах экспозиция склонов влияет на скорость развития растений, особенно в период весенней вегетации. Микроклиматические различия в разных формах рельефа возникают вследствие двух основных причин: особенностей нагревания различно ориентированных в отношении сторон света склонов и особенностей стока и подъема воздушных масс по склону. В Северном полушарии южные склоны, на которые солнечные лучи падают под бóльшим углом, лучше инсолированы, но менее увлажнены. Северные склоны, наоборот, имеют более благоприятные условия увлажнения, но хуже прогреваются. Различия между прямой солнечной радиацией на северных и южных склонах крутизной до 10° в июне не превышают 7–8 %, осенью же они могут достигать 35–40 % [1]. Таким образом, расчлененность рельефа и морфометрия отдельных склонов могут определять степень дифференциации микроклиматических условий по тепло- и влагообеспеченности, что напрямую определяет условия среды обитания фитоценозов.

Целью исследования является разработка подхода к учету геоморфологического фактора при расчете биоклиматического потенциала территории. Объектами являлись три ключевые участка Центрально-Черноземного района 4×4 км с разными условиями рельефа (рис. 1): участок № 1 в Тамбовской области на Окско-Донской равнине, участки № 2 и 3 на юге Среднерусской возвышенности в Курской и Воронежской областях. Каждый участок включает элемент овражно-балочной сети. Метеоданные об осадках и среднесуточных температурах, осредненные за последние 40 лет, получены по близлежащим метеостанциям (Тамбов, Курск, Валуйки).

Расчет БКП (он же – бонитет климата) выполнялся по методике С.А. Сапожниковой [2]:

$$Bk=0.01\cdot\varepsilon\cdot\Sigma T_{>10^\circ}, \quad (1)$$

где Bk – бонитировочный балл климата, равный условной урожайности культуры при данном сочетании тепла и влаги; ε – бонитировочный балл увлажнения, равный осредненной урожайности той же культуры (в ц/га), приходящейся на единицу обеспеченного теплом периода ($\Sigma T_{>10^\circ}$=100 °C)

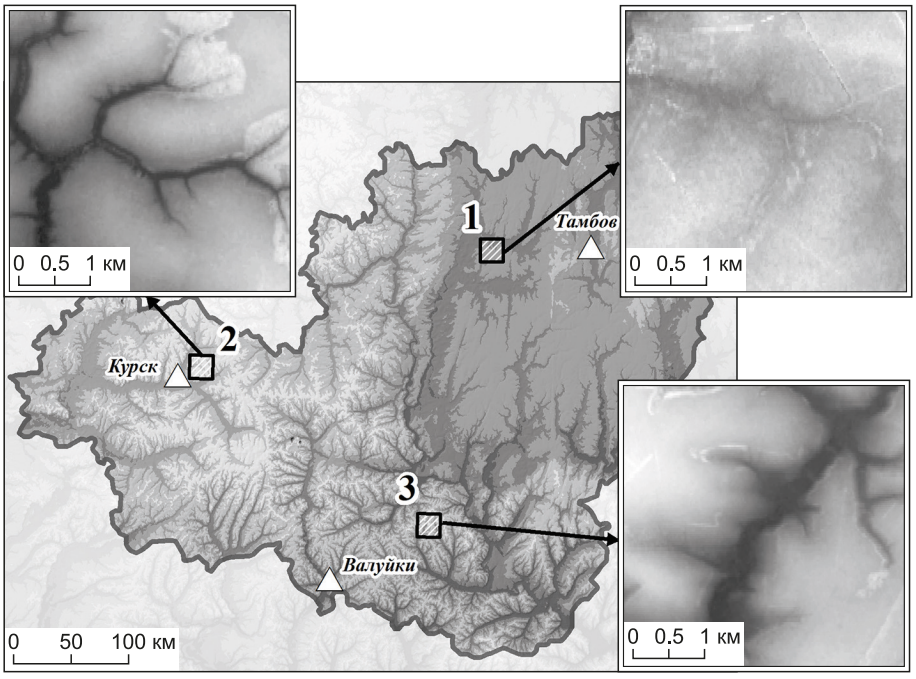


Рис. 1. Цифровые модели местности по данным ALOS World 3D для ключевых участков в пределах Центрально-Черноземного района (треугольниками показаны близлежащие метеостанции).

при данном коэффициенте увлажнения (КУ), (например, для яровых ε=–1.7КУ²+3.7КУ–0.28); $\Sigma T_{>10^\circ}$ – сумма среднесуточных температур за период активной вегетации (выше 10 °С).

КУ по С.А. Сапожниковой зависит от суммы осадков холодного и теплого периода и суммы активных температур:

$$\text{КУ}=(0.5\cdot P\text{х}+P\text{т})/0.18\Sigma T_{>10^\circ}, \quad (2)$$

где Pх – сумма осадков холодного периода (октябрь – март), мм; Pт – сумма осадков теплого периода (апрель – сентябрь), мм.

Теплообеспеченность территории может быть выражена через радиационный баланс поверхности – разницу между поступающей солнечной тепловой радиацией и отражательной способностью поверхности. Среднесуточный угол падения солнечных лучей на заданной широте определяют такие морфометрические параметры, как экспозиция и крутизна склона. По величине радиационного баланса для ровной поверхности можно пересчитать этот показатель для склона с заданными параметрами [3], а использование цифровых моделей рельефа дает возможность реализовать этот расчет для любой по площади территории:

$$R_s=R_0((\cos\alpha\cdot\sin h+\sin\alpha\cdot\cos h\cdot\cos(\psi_C-\psi_S))/\sin h), \quad (3)$$

где R_s – радиационный баланс наклонной поверхности; R_0 – радиационный баланс горизонтальной поверхности; α – крутизна склона; h – высота Солнца над горизонтом; ψ_C – азимут Солнца; ψ_S – экспозиция склона.

Значения высоты Солнца над горизонтом h брали для каждого участка как среднемесячные за вегетационный период. Средний азимут Солнца ψ_C можно принять за 180°. В качестве источника данных о рельефе использовали цифровую модель местности ALOS World 3D v3.2 разрешением 30 м, полученную с использованием сервиса Google Earth Engine. При моделировании были исключены участки с застройкой, лесные массивы и лесополосы. Растры крутизны и экспозиции строили в ArcGIS 10.5 с использованием модуля Spatial Analyst.

Для европейской территории России ранее была установлена связь величины годового радиационного баланса R (ккал/см²) с суммой активных температур [4]:

$$R_0=0.0121\Sigma T_{>10^\circ}+9.9289. \quad (4)$$

Используя зависимости (2) и (4), пространственное распределение БКП для наклонной поверхности можно выразить как

$$\text{Bk}=-\frac{0.006349[P]^2}{R_S-9.9289}=0.205556[P]-0.231405R_S=2.2976, \quad (5)$$

где [P] – осадки холодного и теплого периода (0.5Pх+Pт); R_S – растр радиационного баланса наклонной поверхности, построенный по формуле (3), ккал/см².

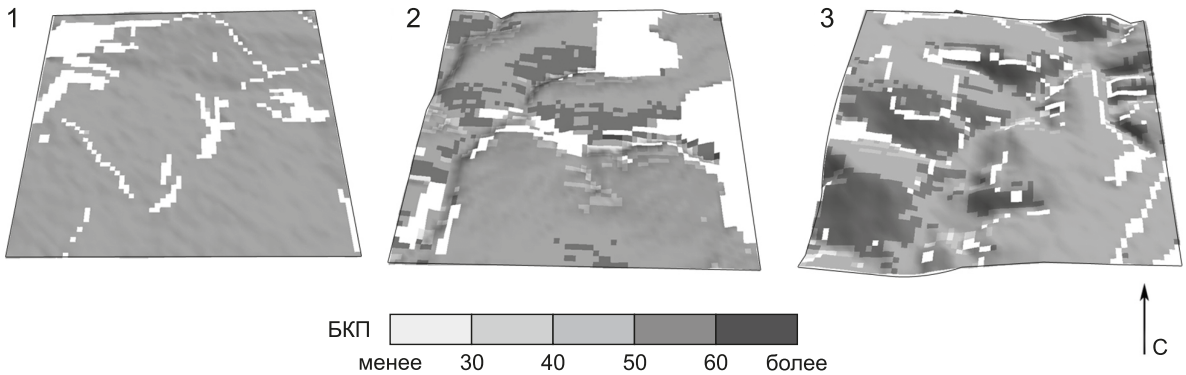


Рис. 2. Распределение величины БКП по рельефу для тестовых участков.

Геоморфологические и климатические характеристики участков

Характеристики	Участок 1	Участок 2	Участок 3
Ближайшая метеостанция	Тамбов	Курск	Валуйки
Широта, град.	52°44'	51°51'	50°41'
Абсолютная высота, м	148	220	188
Вертикальное расчленение, м	28	76	97
Средняя крутизна, град	1.31	3.24	3.71
Средний косинус экспозиции	0.11	–0.04	0
Сумма температур $\Sigma T_{>10^\circ}$	2652	2624	2918
Осадки [*P*]=(0.5Рх+*P*т), мм	407	5010	453
БКП, балл			
среднее	43.3	44.8	46.9
ср. кв. отклонение	0.7	7.8	9.1
Радиационный баланс R_0, рассчитан по (4)	42.02	41.68	45.24
Радиационный баланс по рельефу R_s, рассчитан по (3)			
среднее	41.9	41.9	45.4
min	35.6	18.3	13.5
max	49.2	64.8	67.0
ср. кв. отклонение	1.4	4.10	5.1

В результате для каждого участка по формуле (5) был рассчитан БКП и построены его пространственно распределенные модели с учетом условий рельефа (таблица; рис. 2).

Высокая изменчивость БКП, обусловленная геоморфологическим фактором, проявляется в склоновом, сильно расчлененном рельефе. Пространственная вариация БКП на равнинном участке № 1 в девять раз ниже, чем на участках № 2 и 3 с более сложным рельефом. Степень врезанности и густоты овражно-балочной сети определяет экспозиционную контрастность территории и разнообразие условий микроклимата и потенциала биологической продуктивности фитоценозов.

Результаты исследования показали, что при оценке БКП в условиях Среднерусской возвышенности целесообразно, помимо стандартных агроклиматических характеристик, учитывать также микроклиматическую изменчивость предложенным способом с использованием цифровых моделей рельефа.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00291.

1. Синицина Н.И., Гольцберг И.А., Струнников Э.А. Агроклиматология. Л.: Гидрометеоиздат, 1973. 342 с.

2. Сапожникова С.А. Агроклиматическое районирование пяти основных сельскохозяйственных культур на территории социалистических стран: Опыт интегральной сельскохозяйственной оценки климата территории социалистических стран Европы. София: Изд-во Болгарской академии наук, 1979. 123 с.

3. Кондратьев К.Я., Пивоварова З.И., Федорова М.П. Радиационный режим наклонных поверхностей. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 170 с.

4. Давитая Ф.Ф., Мельник Ю.С. Проблема прогноза, испаряемости и оросительных норм. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 71 с.

ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ

О.Л. Виноградова

Музей-заповедник «Музей Мирового океана», г. Калининград, Россия, olvinogr69@mail.ru

Аннотация. В управлении природопользованием регионов существует разрыв между научными подходами и методикой исследования и выработки практических мер на административном уровне. Одним из подходов к разработке оптимальных решений по развитию хозяйства территорий, позволяющих учитывать интересы общества и природно-ресурсный потенциал территории, может стать исследование антропогенно-геоморфологических систем. В статье представлена история формирования и зонирование каскадной антропогенно-геоморфологической системы древней дельты р. Неман. Гипсометрический уровень выделенных зон определяет их ландшафтные особенности, характерные приемы хозяйственного освоения, степень антропогенного преобразования геосистем.

Ключевые слова: управление природопользованием; антропогенно-геоморфологические системы

ECOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL FOUNDATIONS OF NATURE MANAGEMENT

O.L. Vinogradova

Museum-reserve "Museum of the World Ocean", Kaliningrad, Russia

Abstract. In the management of environmental management of the regions, there is a gap between scientific approaches and methods of research and development of practical measures at the administrative level. One of the approaches to the development of optimal solutions for the development of the economy of the territories, which allows taking into account the interests of society and the natural resource potential of the territory, can be the study of anthropogenic geomorphological systems. The article presents the history of the formation and zoning of the cascade anthropogenic geomorphological system of the ancient Neman delta. The hypsometric level of the selected zones determines their landscape features, characteristic methods of economic development, and the degree of anthropogenic transformation of geosystems.

Keywords: environmental management; anthropogenic-geomorphological systems

Один из основополагающих принципов разработки эффективных приемов и методов управления природопользованием – принятие решений в интересах населения и экономики на долгосрочный период на основе анализа природно-ресурсного потенциала территории с учетом возможных экологических рисков.

Решения по развитию природопользования принимаются для административных единиц, редко при этом учитываются природные границы. В геоморфологии, ландшафтоведении, геоэкологии используется ландшафтный и/или бассейновый подход для оценки природных условий, мониторинга естественных и антропогенных процессов. Формирование адаптивных систем природопользования в сложных природных условиях требует разработки специальных технологических приемов и значительных вложений труда и времени.

Примером создания такой сложной и высокопродуктивной системы природопользования могут служить польдеры Калининградской области. В регионе сосредоточено более 80 % всех польдерных земель России. Крупнейший массив польдеров расположен в пределах древней дельты

р. Неман, ландшафтные границы которой практически совпадают с контурами речного бассейна [1, 2]. Всего в структуру 45 гидромелиоративных систем входит 1590 гидротехнических сооружений, в том числе 1256 каналов, 22 регулятора, 92 насосных станции, 115 дамб и 105 отрегулированных водоприемников.

С первой половины XVI в. началось осушение заболоченных земель Восточной Пруссии, что было связано с увеличением численности населения, а также необходимостью и возможностью расширения сельскохозяйственных угодий [3]. Одним из последних заселенных и освоенных районов провинции стал ландшафт древней дельты Немана. Это связано со сложными природными условиями: высокой степенью заболоченности территории, обусловленной как низкими отметками высот (до –1.4 м ниже уровня моря), так и распространением водоупорных грунтов, залегающих неглубоко от поверхности самой высокой на территории современной Калининградской области густой речной сети. Но почвы древней дельты – самые плодородные в регионе и на польдерах – впоследствии получали самые высокие урожаи зерновых, картофеля, овощей и многолетних трав [4]. Кроме того, строительство поселений также требовало защиты их местоположений от затопления. Для строительства польдеров в Восточную Пруссию были приглашены специалисты из Голландии [3].

В первой половине XVII в. были созданы первые польдеры, отводные каналы, защитные дамбы, к концу века проложены Большой и Малый каналы Фридриха Великого. К середине XIX в. польдерный массив был расширен практически до современных размеров, ветряные мельницы заменены на дизельные моторы, проложен самый протяженный канал Гильге (искусственный рукав Немана Матросовка) [4]. К началу 1940-х гг. Куришгафская польдерная система занимала 65.8 тыс. га (почти 85 % площади всех польдеров современной территории Калининградской области), включала 32 польдера (в основном зимние), 65 насосных станций.

В результате военных действий в 1945 г. 66 тыс. га польдерных земель дельты р. Неман были подтоплены из-за разрушения дамб у г. Каукемен (современный поселок Ясное). С 1948 г. начались восстановительные работы: стали функционировать 149 км магистральных каналов, более 30 км осушительных сетей, 7.2 тыс. га дренажной сети, 38 насосных станций, введены в сельскохозяйственный оборот 58 тыс. га угодий на польдерах [5]. В 1970–1980-х гг. некоторые насосные станции были дублированы для снижения уровня почвенно-грунтовых вод, хотя эта мера не была оправдана требованиями культурных растений к водному режиму, но была вынужденной для усиления оттока вод из-за прекращения работы некоторых промежуточных станций.

В результате кризиса 1990-х гг. более 60 % польдеров были заброшены, часть насосных станций прекратили работу, но состояние защитных дамб поддерживалось из-за угрозы затопления заканальной зоны (земли между Неманом и Матросовкой). В 2010 г. начались работы по реконструкции польдерных систем Калининградской области, работы прежде всего коснулись расчистки магистральных каналов, защитных дамб, обновления оборудования насосных станций. Сложность заключается в том, что польдерные земли – каскадная система, возобновление работы отдельного польдера невозможно без нормальной работы всей системы. Еще одна проблема – согласование мер по восстановлению функционирования осушительных систем, так как польдерные земли входят в состав разных муниципалитетов.

В результате глубокого хозяйственного преобразования на территории древней дельты р. Неман была сформирована своеобразная антропогенная геоморфосистема (АГМС). Она характеризуется самой высокой в области густотой речной сети (1.34 км/км^2, в среднем по области 1), дополненной мелиоративной сетью, высокой насыщенностью искусственными сооружениями (дамбы и каналы), измененным литогенным составом верхних слоев почв в результате пескования, зарегулированными паводками и отложением наилка, снижением уровня почвенно-грунтовых вод на протяжении всего года в зимних и вегетационного периода в летних польдерах, ускоренным поверхностным оттоком воды и т.д. Около 80 % площади АГМС занимают польдеры.

В пределах АГМС древней дельты р. Неман по особенностям природных компонентов и специфике природопользования можно выделить несколько зон, составляющих каскадную систему понижающихся гипсометрических ступеней, связанных естественным и искусственным стоком:

Зона 1 прилагунных лугов и плавней вдоль побережья Куршского залива. Она занимает около 2.9 % площади всей АГМС, ширина до 2–3 км, в самой узкой части на юге зоны – не более 50 м. Отметки высоты не превышают 0.3–0.6. Зона в южной части ограничена защитными дамбами вдоль Полесского канала и дамбами небольших польдеров с поселениями внутри (п. Головкино, Матросово, Причалы, исчезнувший п. Таве). Эта зона в наименьшей степени преобразована в результате хозяйственной деятельности.

Зона 2 низинных болот с черноольшанниками, пересеченная многочисленными магистральными каналами, ее площадь составляет 37.5 %. В этой зоне находятся крупные массивы верховых болот (Громовское и Моховое), где до 1960–1970-х гг. велись торфоразработки. Болота в настоящее время входят в состав региональных ООПТ. В этой зоне немногочисленные поселения располагаются на невысоких песчаных гривах (п. Громово), дороги проложены на высоких насыпях. Верховые болота занимают 20.9 % от площади зоны (отметки высот от 1.0–1.2 м на окраинах до 6.0 м – в центре), польдеры – 13.1 % (высота поверхности не более 0.4–0.6 м), остальные почти 66 % – низинные болота с отметками высот от 1.5–2.0 м на западе вблизи залива до 5.2–7.2 м на востоке. В той или иной степени человеком преобразованы до 40 % природных комплексов.

Зона 3 представляет собой польдерный массив с густой сетью осушительных и магистральных каналов, канализированными реками, влажными лесами, с большим количеством поселений и большей густотой дорог по сравнению со второй зоной. Ее площадь 55.9 % от общей площади АГМС, польдеры занимают около 87 % третьей зоны. Часть лесов представляют собой монодоминантные лесопосадки возрастом более 50–60 лет (в основном из ели, сосны, отдельные делянки с пихтой, лиственницей, псевдотсугой, красным дубом, липой) на песчаных массивах перевеянных песков. Более 90 % природных комплексов этой зоны глубоко преобразованы человеком за несколько сотен лет хозяйственного использования. В настоящее время более половины сельскохозяйственных угодий не обрабатываются, но зачастую осушаются, особенно в заканальной зоне. В пределах некоторых польдеров находятся поселки, окруженные высокими (до 12 м) дамбами (п. Островной, окруженный с одной стороны Матросовкой, с другой стороны – спрямляющим каналом со шлюзами). Отметки высот на польдерах растут от 0.0–0.8 м (минимальная отметка –1.4 м) на западе до 7.4–1.3 на востоке (максимальная отметка 13.9 м).

Зона 4 занимает самый крайний восточный угол дельты р. Неман с вершиной у г. Советска (около 3.7 % АГМС). Она занята осушаемыми открытым дренажем сельскохозяйственными угодьями или многолетними залежами, здесь самая высокая площадь поселений и плотность дорог. Отметки высот 16.2–23.7 м. Степень преобразования природных комплексов такая же высокая, как в третьей зоне.

В XVII-XIX вв. на территории современной Калининградской области была сформирована каскадная АГМС, включающая самый крупный в России массив польдерных земель.

Польдеры Калининградской области представляют собой исторические культурные ландшафты, они стали «визитной карточкой» региона. Эти своеобразные руральные комплексы, насыщенные гидротехническими сооружениями и другими антропогенными элементами, могут стать новыми туристическими объектами. В то же время польдеры – высокопродуктивные сельскохозяйственные угодья, управление которыми требует учета исторического опыта природопользования, анализа естественных и антропогенных процессов функционирования каскадных АГМС древней дельты р. Неман.

Нормальное функционирование каскадных гидротехнических сооружений – вопрос благополучия населения этой территории и предотвращения опасных природных явлений.

1. Домнин Д.А., Чубаренко Б.В. Атлас речных трансграничных бассейнов Калининградской области. Калининград: Терра Балтика, 2007.

2. Калининградская область. Атлас / Ред. В. Орленок. Калининград: Мастерская «Коллекция», 2011. 96 с.

3. Левченков А.В. Заселение Восточной Пруссии // Региональная география России. Калининградская область: Учебное пособие для студентов, обучающихся по географическим специальностям. Калининград: Изд-во РГУ им. И. Канта, 2005. С. 13–31.

4. История сельского хозяйства Калининградской области: 1945-2006 гг. / Ред. А.Л. Гусев, В.Н. Маслов. Калининград: ИП Мишуткина И.В., 2006. 464 с.

5. Самая Западная: Сборник документов и материалов о становлении и развитии Калининградской области. Вып. 1: 1946–1952 гг. / Ред. В.С. Исупов. Калининград: Книжное изд-во, 1980. 197 с.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ КАК ПРИНЦИПИАЛЬНО НЕОБХОДИМАЯ И ВАЖНАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ ГЕОЛОГО-СЪЕМОЧНЫХ И ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫХ РАБОТ

А.А. Гаврилов

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, Россия, gavrilov@poi.dvo.ru

Аннотация. Явная недооценка геоморфологической информации при геологических исследованиях, проведении геолого-съемочных, прогнозно-поисковых работ в рамках существующих инструкций и целевых указаний существенно снижает их эффективность. Одна из возможных причин этого – определенное несовершенство методологии геоморфологических исследований, ориентированных на изучение рельефа поверхностей геологических тел. Перспективы открывает переход к изучению форм рельефа и геологических структур в их единстве как трехмерных, объемных объектов. Это дает возможность оценить связи морфоструктурных планов с глубинным строением территорий, установить особое рельефообразующее значение очаговых систем и зон разломов – главных энергонесущих элементов литосферы, определить формообразующую роль явлений энергомассопереноса на различных уровнях организации геоморфологической среды и т.д. Принципиально новые возможности для изучения геологии дна морей и океанов связаны с визуализацией цифровых 3D моделей рельефа, создаваемых на основе глобальной базы батиметрических данных GEBCO 2014, материалов альтиметрии и дистанционного зондирования Земли из космоса. Особое значение приобретает применение при анализе изображений методик морфоструктурного анализа и космогеологического дешифрирования.

Ключевые слова: рельеф; трехмерная геоморфология; геологическая съемка; космическая геология

GEOMORPHOLOGICAL INFORMATION AS FUNDAMENTALLY NECESSARY AND IMPORTANT COMPONENT OF GEOLOGICAL SURVEY AND FORECAST-PROSPECTING WORKS

A.A. Gavrilov

Ilyichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

Abstract. The evident underestimation of geomorphological information during geological researches and geological survey, prognostic-prospecting works (within the framework of existing instructions and

target directions) significantly reduces their effectiveness. The certain imperfection in the methodology of geomorphological research focused on the study of a relief of geological bodie's surfaces is one of possible reason of this. The transition to the investigation of relief forms and geological structures in their unity – as three-dimensional, volumetric objects open new perspectives. This gives a chance to estimate the relationship of morphostructural plans with the deep-laid structures of territories, to establish a special relief-forming significance of focal systems and fault zones, which are the lithosphere main energy-bearing elements, and to determine the role of energy mass transfer phenomena creating forms at various levels of geomorphological environment organization, etc. New principle opportunities for study of sea and ocean floor geology are connected with the visualization of digital relief 3D models created on the basis of the Global database of bathymetric information GEBCO 2014, materials of an altimetry and remote sensing of the Earth. The use of morphostructural analysis and cosmogeological decoding techniques in the analysis of images is particular importance.

Keywords: relief; three-dimensional geomorphology; geological survey; space geology

Существующие в настоящее время достижения в исследованиях Земли из космоса (геодезия с программами SLR, DORIS, GPS, методики космической геологии, спутниковая альтиметрия и др.), разработки, связанные с созданием глобальных баз гипсометрических, батиметрических данных и соответствующих цифровых моделей рельефа в рамках программ ETOPO1, ETOPO2, GEBCO 2014, Google Earth, очевидные успехи в морфоструктурном и морфотектоническом изучении рудоносных территорий [1–5 и др.], а также совершенствование геоинформационных технологий (ГИС) существенно повышают возможности и статус геоморфологии, выводя ее на качественно иной уровень. Это определяет необходимость пересмотра роли и возможностей использования геоморфологической информации в комплексе с материалами дистанционного зондирования из космоса при проведении геолого-съемочных работ разного масштаба, при прогнозе, поиске месторождений различных полезных ископаемых и при решении широкого круга задач геологических исследований. Важное экономическое значение имеет преимущественно камеральный характер проводимых изысканий, что особенно актуально для огромных и слабо освоенных территорий Сибири и Дальнего Востока (ДВ).

Традиционно в качестве объектов геоморфологических исследований рассматриваются формы (рельеф) поверхности Земли (ПЗ) или, в более точном определении, поверхности литосферы (ПЛ). На локальном и региональном уровне в соответствии с методическими установками, руководствами, разработанными еще в 1970-е г. [6] и уточненными в последующие годы [7], картографируются и изучаются формы поверхности геологических тел и дислокаций, т.е. отражается двумерное пространство.

Между тем современные исследования показывают, что в рельефе Земли и планет земного типа прямо или опосредованно отражаются: 1 – параметры, морфология, генотип, иерархия, возраст, глубины формирования геологических дислокаций и тел; 2 – механизмы образования структурной основы неровностей и ровных участков ПЗ или ПЛ; 3 – масштабы и структурно-вещественные особенности магматизма, метаморфизма, дегазации и дефлюидизации мантии, явления плюмовой тектоники, мантийного диапиризма; 4 – эндогенные и экзогенные геодинамические процессы (тектогенез, вулканизм, сейсмические явления, сели, оползни и др.); 5 – влияние гравитационного и космогенных факторов морфогенеза (метеоритная бомбардировка, приливные гравитационные взаимодействия Земли с Луной, Солнцем и др.); 6 – физико-механические и химические свойства пород, обусловливающие морфолитодинамический эффект; 7 – климатические, ландшафтные условия морфогенеза; 8 – общие закономерности рельефообразования, связанные с планетарной и региональными тенденциями планации рельефа и отражающие баланс эндогенного и экзогенного энергомассопереноса; 9 – явления геоморфологической конвергенции, гомологии, цикличности тектогенеза, литогенеза и морфогенеза [8]. Все это подчеркивает высокую геологическую информативность рельефа.

Если при изучении процессов горообразования принять за основу существующие тектонические карты, структурные схемы и господствующие на данный исторический момент геологические модели, то содержание геоморфологических исследований в рамках традиционного подхода будет сведено к выявлению морфометрических, морфографических характеристик рельефа выделяемых дислокаций, например террейнов, оценке их денудационного среза, решению ряда других вспомогательных задач. О независимой роли геоморфологических методов в расшифровке особенностей геологического строения территории в оценке геодинамики и механизмов структуро- и рельефообразования говорить не приходится. И наоборот, проведение исследований с приоритетным использованием данных о морфологии, строении объемного рельефа и результатов дешифрирования космических снимков позволяет определять распространение и типизацию морфоструктур, экспонированных дислокаций геологических тел, выявлять не установленные в ходе геолого-съемочных и тематических работ глубинные элементы структурного плана орогенных областей, поясов и др. Оно дает возможность установить особое рельефообразующее значение очаговых систем и зон разломов, играющих роль главных энергонесущих элементов литосферы и опосредующих связь глубинных и поверхностных факторов морфогенеза, позволяет формулировать геоморфологические критерии верификации существующих региональных моделей горообразования, а также решать ряд других теоретических и прикладных задач. Все это возможно, если, в отличие от традиционной геоморфологии, нацеленной на изучение лишь морфологических черт и рельефообразующих процессов на ПЗ или ПЛ, рассматривать в качестве объекта исследований сферу морфогенеза, формы рельефа как важнейшие индикаторы структурных элементов, динамики литосферы и осуществлять синтез геолого-геоморфологической информации на уровне трехмерных моделей [2, 8, 9].

К сожалению, представленные ранее теоретические аспекты трехмерного картографирования [10] не получили дальнейшего развития и практического применения. Намечаемый подход к синтезу геоморфологической, аэрокосмической и геолого-геофизической информации на уровне пространственно-генетических соотношений (блок-диаграммы, более сложные 3D модели разломных, очаговых систем разного ранга, орогенных сооружений и др.) показывает необходимость создания комплексных картографических материалов, отражающих глубинную природу явлений морфотектогенеза, динамические, историко-генетические и другие аспекты объемного рельефообразования. Это предполагает создание в перспективе на основе цифровых моделей рельефа и геологических карт соответствующих компьютерных программ 3D картографирования разных уровней детальности. На начальном этапе продуктивно простое совмещение информационных слоев (Photoshop CS6), например вынос на гипсометрическую основу базовых структурных элементов территорий, в частности магматических образований и разломов, представляющих главные энергонесущие структуры литосферы.

Возникновению стереотипов об относительно невысокой значимости геоморфологических методов и информации о рельефе в расшифровке особенностей геологического строения и развития территорий способствовал ряд факторов. Среди них можно отметить определение объектом исследований форм поверхности (т.е. плоскостных, двумерных пространственных моделей); превалирование представлений о неотектонической природе явлений тектоморфогенеза, слабо связанных с геологическим субстратом; исторически сложившееся отнесение геоморфологии к кругу географических дисциплин и др.

В своих построениях автор в качестве ключевых объектов геолого-геоморфологических исследований горных территорий и областей денудации в целом предлагает рассматривать водораздельные узлы-морфоструктуры (ВУМ), определяя их как центры длительного и устойчивого роста положительных деформаций земной коры. Крупные ВУМ орогенных областей, поясов соотносятся с горообразующими центрами, имеющими, как правило, очаговую природу [8]. Геоморфологическое и глубинное строение таких ВУМ, морфология, генезис и параметры сопряженных с ними конформных дислокаций, а также состав и возраст пород несут главную информацию о механизмах, факторах формирования и развития поднятий. Паспортизация ВУМ на основе комплекса

геоморфологических, геологических, геофизических и космогеологических материалов позволяет осуществлять верификацию тектонических гипотез, моделей горообразования, решать многие другие вопросы. Если на территории юга ДВ до 80 % ВУМ сложено магматическими образованиями и связано с инъективными дислокациями [8], то о каких коллизионных или коллизионно-аккреционных механизмах регионального орогенеза, которые предлагает террейновый анализ, может идти речь?

Геоморфологические исследования – абсолютно необходимая составляющая работ по геологическому картографированию не только суши, но и дна морей и океанов. Данные о строении и развитии подводного рельефа – основа индикации структурных элементов, характера и масштаба рельефообразующих явлений экзогенного и эндогенного энергомассопереноса, определения структурной позиции проявлений магматизма, рудной минерализации и т.д. Все это находит применение при решении проблем тектогенеза, литогенеза, геодинамики, при прогнозе, поиске месторождений полезных ископаемых, общей оценке ресурсного потенциала отдельных участков дна морских и океанических акваторий. Особенно важна роль геоморфологических методов при выделении и идентификации зон разломов и очаговых систем, выраженных, как правило, морфоструктурами центрального типа. Визуализация цифровых моделей рельефа, создаваемых на основе глобальной базы батиметрических данных GEBCO 2014 (https://www.gebco.net/), альтиметрии и материалов дистанционного зондирования Земли из космоса в рамках программы Google Earth открывает принципиально новые возможности для изучения планетарного и регионального рельефа, геологии дна морей и океанов. В ходе предварительных исследований, например, в пределах дна Тихого океана при проведении предварительных исследований было выделено более 150 кольцевых аномалий, соотносимых с очаговыми системами разных размеров и глубин заложения [11]. Можно констатировать, что широкое применение геоморфологических и космогеологических данных для индикации инъективных дислокаций различных глубин заложения во многом способствовало развитию учения о кольцевых структурах, формированию концепции очагового тектоморфогенеза и более широкому распространению идей плюмовой тектоники [2, 8, 12, 13 и др.]. Не менее велика значимость геоморфологических и космогеологических методов при выделении и идентификации трансрегиональных, региональных и локальных систем линеаментов, соотносимых с сетями разрывных нарушений исследуемых территорий [2, 8, 14 и др.].

Хорошо известно, что изучение рельефа – важнейшая составляющая ландшафтных, палеогеографических исследований. При этом многие методы палеогеографии по своему содержанию геологические (стратиграфический, минералогический и др.). Сложно переоценить роль геоморфологии и материалов дистанционного зондирования из космоса в сравнительном изучении геологии планет Солнечной системы земного типа. Геоморфологическая информация востребована при изучении явлений эндогенной и экзогенной геодинамики, решении вопросов четвертичной, динамической, инженерной геологии, сейсмики, экологии. Она широко используется при проведении валунных, шлиховых, литохимических поисков рудных объектов. Морфометрические, морфографические, морфоструктурные, морфотектонические, историко-генетические методы анализа рельефа находят применение при прогнозировании и поиске россыпных, элювиальных, осадочных и вулканогенно-осадочных и других генотипов месторождений.

Появление материалов дистанционного зондирования из космоса способствовало совершенствованию известных и разработке новых методик морфоструктурных и морфотектонических исследований рудных районов, поясов и областей. Были выдвинуты концепции морфоструктурно-металлогенического анализа, ринговой металлогении, рудоконцентрирующих структур [1–5, 12, 13 и др.). Разработаны схемы соотношения морфоструктурных и металлогенических таксонов районирования, обоснованы положения о паспортизации рудно-магматических очаговых систем, установлено явление металлогенической асимметрии очаговых рудоносных морфоструктур, структур и т.д. Успешно применяется комплекс геоморфологических и космогеологических методов для поиска и выделения структур, потенциально перспективных на алмазы [4], залежи углеводородов [5] и т.д.

Парадоксально, но в геологических исследованиях и в практической геологии, за редким исключением, все это почему-то не находит применения. Имеет место явная недооценка информативности рельефа и эффективности геоморфологических методов при решении многих геологических задач. Например, согласно существующим инструкциям ВСЕГЕИ, в комплекте госгеолкарты-200 должна быть представлена лишь геоморфологическая схема М 1:500000. Она составляется на основе морфогенетической легенды, которая была разработана еще в 1970-е гг. [6] в рамках плоскостной концепции геоморфологических исследований. Как уже отмечалось, такие картографические модели несут минимум информации о геологических структурах территорий, не позволяют выявлять скрытые элементы геологического строения, оценивать морфоструктурную позицию рудных объектов и их денудационный срез, решать многие другие задачи на стыке геологии и геоморфологии. Необходим и принципиально важен переход к изучению форм рельефа и геологических структур в их единстве как трехмерных, объемных образований. Это дает возможность на новом уровне оценить связи морфоструктурного плана с глубинным строением территорий, установить особое рельефообразующее значение очаговых систем и зон разломов, определить рельефообразующую роль явлений энергомассопереноса на различных уровнях организации геологических сред и т.д.

Современную геоморфологию в комплексе с методами дистанционного зондирования из космоса и компьютеризации необходимо рассматривать как одну из базовых дисциплин для геологического картографирования суши, дна морей, океанов, сравнительно-планетологических исследований и проведения работ, нацеленных на решение задач прогноза и поиск месторождений различных полезных ископаемых. Дальнейшее развитие геоморфологии и комплексных геолого-геоморфологических исследований определяет необходимость подготовки геоморфологов не только на географических, но и на геологических факультетах вузов с учебными курсами инженерной, структурной, поисковой, морской геоморфологии, палеогеографии, морфоструктурного анализа, морфотектоники, неотектоники, динамической, космической геологии, сравнительной планетологии и других дисциплин, позволяющих максимально широко применять информацию о рельефе для решения самых различных геологических задач.

1. Волчанская И.К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. М.: Наука, 1981. 240 с.

2. Гаврилов А.А. Проблемы морфоструктурно-металлогенического анализа. Владивосток: Дальнаука, 1993. 328 с.

3. Томсон И.Н., Кравцов В.С., Кочнева Н.Т., Курчавов А.М., Середин В.В., Селиверстов В.А., Танаева Г.А. Металлогения орогенов. М.: Недра, 1992. 272 с.

4. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В. Дистанционная оценка алмазоносного потенциала северо-западного региона России // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 48–52.

5. Смирнова М.Н. Нефтегазоносные кольцевые структуры и научно-методические аспекты их изучения // Геология нефти и газа. 1997. № 9. С. 1–6.

6. Чемеков Ю.Ф., Ганешин Г.С., Соловьев В.В., Бойцов М.Н., Селиверстов Ю.П., Плотникова М.И. Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям. Л.: Недра, 1972. 384 с.

7. Ласточкин А.Н. Морфодинамический анализ. Л.: Недра, 1987. 256 с.

8. Гаврилов А.А. Морфотектоника окраинно-континентальных орогенных областей (юг Дальнего Востока России и прилегающие территории). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. 311 с.

9. Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока: Вопросы теории. М.: Наука, 1977. 256 с.

10. Смирнов Л.Е. Трехмерное картографирование. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 104 с.

11. Gavrilov A.A. Ring structures of the Pacific Ocean bottom and some problems with their investigations // NCGT Journal. 2018. Vol. 6. Iss. 2. P. 172–202.

12. Брюханов В.Н., Буш В.А., Глуховский М.З., Зверев А.Т., Кац Я.Г., Макарова Н.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д. Кольцевые структуры континентов Земли. М.: Недра, 1987. 184 с.

13. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа: Объяснительная записка к карте морфоструктур центрального типа территории СССР. Масштаб 1:10000000. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 111 с.

14. Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеаментной тектоники. М.: Недра, 1986. 140 с.

НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ЗАКОНАХ ГЕОМОРФОЛОГИИ

А.А. Гаврилов

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, Россия, gavrilov@poi.dvo.ru

Аннотация. Приведены результаты теоретических исследований, направленных на уточнение ряда понятий и оригинальную формулировку законов геоморфологии, которые базируются на применении принципов Кюри, Ле Шателье – Брауна и минимизации затрат энергии в сфере морфогенеза. Предлагаемый подход открывает возможности для исследования и пространственного моделирования процессов рельефообразования на основе известных положений и законов термодинамики, симметрии, кристаллографии, общих принципов структуро- и формообразования физических тел. В перспективе этому будет способствовать применение компьютерных технологий, цифровых моделей рельефа, экспериментальных данных, а также результатов практических геолого-геоморфологических исследований на полигонах.

Ключевые слова: законы геоморфологии; принцип Кюри; минимизация затрат энергии; принцип Ле Шателье – Брауна

SOME NEW IDEAS ABOUT GEOMORPHOLOGY LAWS

A.A. Gavrilov

Ilyichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

Abstract. The results of theoretical investigations aimed at clarifying a number of notions and the original formulation of geomorphology laws, which are based on the application of Curie, Le Chatelier – Brown and minimizing energy costs principles in the field of morphogenesis, are presented. The proposed approach opens up the possibility of the research and spatial modeling of relief formation processes based on known concepts and laws of thermodynamics, symmetry, crystallography, general principles of structure and shaping of physical bodies. In the future, the use of computer technology, digital relief models, experimental data, as well as results of practical geological and geomorphological studies at the testing areas will be facilitated to this.

Keywords: laws of geomorphology; Curie principle; minimization of energy costs; Le Chatelier – Brown principle

Как известно, одна из главных целей научного познания – открытие закономерностей строения, функционирования, происхождения и развития окружающего мира, поэтому важнейшая задача

научных исследований в конкретной сфере деятельности – поиск законов в соответствующей предметной области, их выражение в понятиях и теориях.

Геоморфология как наука возникла на стыке географии и геологии лишь в XIX в. В связи с относительно коротким периодом исторического развития она до настоящего времени не имеет общепринятых теоретических положений. Многочисленные эмпирически установленные закономерности рельефообразования представлены и рассмотрены в целом ряде известных работ ведущих отечественных и иностранных специалистов [1–16 и др.], но они не могут претендовать на статус научных законов, содержащих формулировку общих утверждений о свойствах и устойчивых связях объектов, явлений изучаемой предметной области. В последние годы большое внимание уделяется проблемам математического обеспечения и компьютеризации геоморфологических исследований, созданию цифровых моделей рельефа [14, 17 и др.]. Однако существенного прогресса в познании и определении общих закономерностей морфогенеза не наблюдается.

По мнению автора, кризис теоретической геоморфологии связан во многом с тем, что создание адекватной парадигмы на основе морфологического или системно-морфологического подхода в рамках концепции плоскостной геометризации рельефа [8] невозможно. Помимо этого, в связи с множественностью факторов и механизмов рельефообразования целесообразно отказаться от формулировок законов этой науки на основе лишь обобщений натурных наблюдений, эмпирических данных и перейти на унифицированные, формализуемые структурные, энергетические критерии и определения. Базовые положения о природе морфогенеза, как процесса энергомассопереноса в пространстве и объемности форм рельефа, позволяют широко использовать для этого физические модели, принципы термодинамики. Полученные в ходе многолетних исследований материалы [18, 19 и др.] дают основание для определения ряда общих и частных законов геоморфологии, опираясь на известные принципиально важные закономерности пространственного структуро- и формообразования.

Закон 1: «В основе трендов развития, явлений самоорганизации, эффективности и гармонии процессов рельефообразования лежат принципы минимизации затрат внутренней энергии геоморфологических объектов (систем), Кюри и Ле Шателье – Брауна, которые реализуются при адаптации морфологии и симметрии возникающих форм к симметрии гравитационного поля планеты и окружающей среды».

В соответствии с принципом Кюри [20] общая направленность экзогенных геоморфологических и геологических процессов в поле силы тяжести на поверхности Земли обусловлена перемещением частиц вещества на гипсометрические уровни с минимальными для данной территории значениями потенциальной энергии, которые в пределах одного интервала высоты будут примерно равны. **Закон 2**: «В основе образования и конвергентного развития различных по происхождению локальных и региональных плоских форм рельефа Земли лежит согласованное (синергетическое) или дифференцированное действие явлений эрозии, денудации, абразии и аккумуляции по созданию под влиянием поля силы тяжести эквипотенциальных поверхностей соответствующих гипсометрических уровней».

Начальные стадии развития процессов эрозионно-денудационного расчленения областей денудации суши связаны с обособлением аномальных по структурным и вещественным характеристикам участков литосферы, обладающих на данный исторический момент максимальной потенциальной энергией и устойчивостью к разрушению. Формирующиеся водораздельные узлы-морфоструктуры (ВУМ) соотносятся с центрами горообразования. При переходе к платформенному режиму ВУМ сохраняют роль наиболее консервативных орографических элементов морфологического ландшафта. **Закон 3**: «Водораздельные узлы-морфоструктуры представляют собой ключевые элементы строения и факторы развития горных районов и областей денудации в целом, определяя главные особенности их образования и трансформации на всех этапах геоморфологической эволюции».

С позиций антисимметрии, или зеркальной симметрии (по отношению к симметрии гравитационного поля планеты), формы рельефа и геологические тела, центры тяжести которых приближены

к их основаниям, будут максимально гравитационно-устойчивы в морфологических ландшафтах областей денудации. Денудационная устойчивость таких форм определяется тем обстоятельством, что площади их вершинных поверхностей (уровни с максимальной потенциальной энергией) относительно площадей основания невелики и стремятся к минимуму. В идеале это острые пики на водоразделах, скалистые гребни, в пределах которых нет гипсометрических градиентов и находится минимум масс горных пород, обладающих потенциальной энергией. В формуле потенциальной энергии (*mgh*), где «*m*» – масса, «*h*» – высота, а «*g*» – ускорение свободного падения, «m» стремится к нулю, что обеспечивает устойчивость таких форм.

Денудационная устойчивость вулканических плато, столовых гор дейтероорогенных областей и плоских водоразделов в целом определяется отсутствием на вершинных поверхностях гипсометрических градиентов и, соответственно, очень низкими темпами денудации. Этому способствуют их морфологические границы в виде гравитационно-устойчивых обрывистых склонов. Подобное свойство обрывов, бортов каньонов и других форм рельефа с максимально крутыми, вертикальными стенками определяется их параллельностью с векторами силы тяжести, отсутствием свободного пространства для перемещения масс горных пород и их физико-механическими характеристиками. Рельефообразующие явления энергомассопереноса на стенках сосредоточены в тонком слое. Поскольку в этих случаях $m \rightarrow \min$, кинетическая энергия массопереноса в соответствии с формулой:

$$mv^2/2, \quad (1)$$

где *m* – масса, а *v* – скорость, относительно невелика.

Выделяется три основных класса конвергентно развивающихся геоморфологических объектов, которые отличаются максимальной устойчивостью, длительностью существования и играют доминирующую роль в морфологических ландшафтах. Это гравитационно-устойчивые конусообразные, пирамидальные, куполообразные, платообразные формы областей денудации; формы рельефа с относительно плоской поверхностью абразии, эрозии, денудации, аккумуляции; универсальные линейные образования, имеющие как экзогенную, так и эндогенную природу. Все эти классы геоморфологических объектов имеют свои подклассы, т. е. обладают иерархической организацией. **Закон 4**: «Устойчивость и длительное развитие двух основных геометрических типов (пирамиды и плато) форм рельефа областей денудации определяются процессами минимизации потенциальной, кинетической энергии и условиями для ее реализации. Для первого типа это осуществляется за счет сокращения параметров вершинных поверхностей и максимально низкого расположения центров тяжести (первый тип), для второго – за счет формирования геоморфологических объектов с эквипотенциальными вершинными поверхностями и вертикальными склонами, ориентированными параллельно векторам силы тяжести (второй тип)».

В изотропной и слабоанизотропной геологической среде существует равная вероятность всех направлений перемещений потоков тепломассопереноса от «горячих точек», энергогенерирующих центров недр (плюмы, мантийные диапиры, магматические очаги и др.), обладающих необходимым потенциалом. Форма их теплового поля и поля термомеханических напряжений варьируется от сфероида до эллипсоида, а схемы организации силовых линий и потоков тепломассопереноса имеют радиально-концентрическую зональность и симметрию центрального типа, что соответствует объемному или поливекторному способу передачи энергии. **Закон 5**: «Все структуры и морфоструктуры, связанные с энергетическими центрами недр, независимо от их размеров, глубины заложения, ранга и возраста, в ходе своего развития образуют конвергентно развивающиеся системы с радиально концентрической зональностью и универсальными кольцевыми схемами пространственной организации элементов внутреннего строения». Как следствие, локальные модели СЦТ и МЦТ, разработанные на основе репрезентативных геоморфологических, геологических и геофизических материалов, принципиально применимы для моделирования глубинных инъективных дислокаций, очаговых систем регионального и планетарного уровня. Наличие гомологии и конвергентного развития очаговых структур и морфоструктур разного ранга служит важным признаком достоверности выделения мегаобъектов.

В резко анизотропной среде переток энергии из одной точки пространства в другую, при наличии достаточной разности потенциала, осуществляется канальным (моновекторным) способом. Широко распространенный класс геоморфологических объектов разного генезиса образуют линейные конвергентно развивающиеся формы рельефа. Среди экзогенных образований это обрывы, гипсометрические уступы, долины постоянных и временных водотоков разного ранга, связанные с каналами кумулятивного стока поверхностных вод, и другие объекты, а среди эндогенных объектов – формы, связанные с геологическими разломами разного типа и ранга: рифтогенные троги, прогибы, желоба, приразломные межгорные прогибы, впадины, грабены, уступы, долины и иные линейные образования. **Закон 6**: «В основе формирования и конвергентного развития линейных форм рельефа различного возраста, ранга и происхождения лежит канальный способ передачи энергии и кумуляция явлений энергомассопереноса в геодинамически активных зонах сферы морфогенеза».

Если для экзогенной сферы морфогенеза, в соответствии с принципом Кюри, характерна адаптивная природа конвергенции на фоне превалирования симметрии поля силы тяжести, то в основе эндогенного образования гомологичных, конвергентно развивающихся форм рельефа лежат закономерности, связанные с явлениями самоорганизации геологической среды. **Закон 7** (обобщающий законы 5 и 6): «Существование двух главных генетических и морфологических типов энергонесущих структурных элементов литосферы – центров эндогенной активности недр и зон разрывных нарушений, а также связанных с ними эндогенных форм рельефа обусловлено реализацией двух принципиально возможных, объемного и канального, способов передачи энергии в геологической среде». Переходной является линейно-узловая форма организации энергонесущих систем литосферы разного порядка, совмещающая черты двух основных типов и представленная цепями глубинных или коровых магмогенерирующих центров с характерными элементами трансляционной симметрии.

С учетом приведенных ранее материалов и опубликованных данных [18, 21] приводятся следующие формулировки **8-го и 9-го законов** геоморфологии: «В соответствии с принципами минимизации затрат энергии и Кюри конвергентное развитие и гомология объемных форм рельефа есть следствие инвариантности, жесткой энергетической детерминированности процессов морфогенеза, обусловленных ограничениями, налагаемыми внутренними, эндогенными рельефообразующими факторами и симметрией силового поля внешней среды».

«Именно энергетические факторы, законы и принципы термодинамики обеспечивают селекцию морфологических характеристик, конвергентное развитие и гомологию форм рельефа, с одной стороны, и устойчивость, продолжительность их существования, доминирующую роль в образовании морфологического ландшафта нашей планеты – с другой».

В основе устойчивого развития и самоорганизации геоморфологических систем, позволяющих им поддерживать состояние динамического равновесия с внешней средой, лежит термодинамический принцип подвижного равновесия Ле Шателье – Брауна (следствие второго начала термодинамики). **Закон 10**: «Если на геоморфологическую систему (объект), находящуюся в устойчивом равновесии, начинают действовать внешние силы, изменяя какое-либо из условий равновесия, то в ней, в согласно принципу Ле Шателье – Брауна, усиливаются процессы энергомассопереноса, направленные на компенсацию внешнего воздействия и сохранение ее основных морфологических элементов». Именно такие тенденции развития территориальных геоморфологических систем обусловливают сохранение и унаследованное развитие консервативных элементов морфологического ландшафта. В частности, это касается речных долин, водосборных бассейнов и сопряженных с ними крупных ВУМ. Вследствие изменений геологического субстрата образуется суперпозиция симметрий старого и нового силового поля геоморфологической среды. Возникающая при этом диссимметрия стимулирует появление новых и исчезновение старых, нефункциональных, элементов рельефа, которые не адаптировались к новым условиям.

Существование периодической (ритмичной, цикличной) изменчивости во времени тектонических, магматических, геодинамических, климатических процессов, а также условий географической,

геологической среды и связанных с ними факторов морфогенеза на локальном, региональном и планетарном уровне следует отнести к одному из общих законов геоморфологии. Однако в его основе лежит один из законов диалектики: «Все явления мироздания за время своего существования многократно повторяют один и тот же цикл развития своего главного качества, определяющего существование самого явления» (https://galeevrk.ru/zakony-dialektiki-zakon-tsiklichnosti/), поэтому в отдельной формулировке он, по мнению автора, не нуждается.

Доминирование то внешних, то внутренних энергетических факторов в условиях постоянного взаимодействия объектов со средой, выраженных через соотношение, суперпозицию их симметрий [20], – основа упорядоченной, цикличной изменчивости геологических и геоморфологических систем. Подобные отношения объектов с внешней средой имеют универсальный характер, отражая энергетическую подоплеку принципа Кюри. Яркими примерами могут служить явления вулканизма, функционирования гейзеров, эрозионные циклы, приливно-отливные процессы, пики солнечной активности и др.

1. Дэвис В.М. Геоморфологические очерки. М.: Государственное издательство иностранной литературы, 1962. 455 с.

2. Пенк В. Морфологический анализ. М.: Географгиз, 1961. 359 с.

3. Личков Б.Л. Основные законы развития рельефа земного шара // Труды II всесоюзного географического съезда. М.: АН СССР, 1948. Т. 2. С. 14–24.

4. Девдариани А.С. Измерение перемещений земной поверхности. М.: Наука, 1964. 248 с.

5. Тимофеев Д.А. О некоторых геоморфологических законах // Геоморфология. 1972. № 2. С. 3–12.

6. Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 238 с.

7. Оллиер К. Тектоника и рельеф. М.: Недра, 1984. 460 с

8. Ласточкин А.Н. Общая теория геосистем. СПб.: Лема, 2011. 980 с.

9. Симонов Ю.Г. Геоморфология. Методология фундаментальных исследований. СПб.: Питер, 2005. 427 с.

10. Уфимцев Г.Ф. Размышление об особенностях теории геоморфологии // Геоморфология. 2012. № 1. С. 3–9.

11. Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М.: Государственное издательство иностранной литературы, 1948. 158 с.

12. Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока: Вопросы теории. М.: Наука, 1977. 256 с.

13. Scheidegger A.E. Theoretical geomorphology. Berlin: Springer, 1991. 434 p.

14. Scheidegger A.E. Morphotectonics. Berlin: Springer, 2012. 197 p.

15. Strahler A.N. Systems theory in physical geography // Physical Geography. 1980. Vol. 1. Iss. 1. P. 1–27. DOI:10.1080/02723646.1980.10642186.

16. Thornbury W.D. Principles of Geomorphology. New York: John Wiley & Sons, 1954. 654 p.

17. Хромых В.В., Хромых О.В. Цифровые модели рельефа: учебное пособие. Томск: ТМЛ-Пресс, 2007. 178 с.

18. Гаврилов А.А. Актуальные теоретические вопросы геоморфологических и морфотектонических исследований. Владивосток: Дальнаука, 2022. 323 с.

19. Гаврилов А.А. Морфотектоника окраинно-континентальных орогенных областей (юг Дальнего Востока России и прилегающие территории). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. 311 с.

20. Кюри П. Избранные труды. М.–Л.: Наука, 1966. 400 с.

21. Гаврилов А.А. О природе явлений геоморфологической конвергенции и гомологии // Вестник МГУ. Серия 5. География. 2016. № 4. С. 3–12.

ХАРАКТЕР ОПОЛЗНЕПРОЯВЛЕНИЯ В НИЗКОГОРНО-ЛЕСНЫХ ЛАНДШАФТАХ (НА ПРИМЕРЕ ОПОЛЗНЕВОГО УЧАСТКА «УЛУС-КЕРТ»)

Р.А. Гакаев[1], А.Н. Гуня[2]

[1] Чеченский государственный университет им. А.А. Кадырова, г. Грозный, Россия, rustam.geofak@yandex.ru

[2] Институт географии РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. Развитие оползневых процессов относится к основным стихийным бедствиям Чеченской Республики, активизация которых определяется увлажненностью территории и температурным режимом. Если зависимость от атмосферных осадков является более-менее выдержанной, то связь региональной активности проявления оползней с температурой сложна и неоднозначна. Климатические условия оказывают большое влияние на гидрологический режим поверхностных вод. Оползни в горной части Чеченской Республики активно развиваются в руслах рек с большими скоростями потока. В исследовании представлены основные характеристики оползнепроявления в низкогорно-лесных ландшафтах, в бассейне р. Шароаргун.

Ключевые слова: динамика; оползень; склон; очаг эрозии

THE NATURE OF LANDSLIDE IN LOW MOUNTAIN FOREST LANDSCAPES (BY THE EXAMPLE OF THE "ULUS-KERT" LANDSCAPE AREA)

R.A. Gakaev[1], A.N. Gunya[2]

[1] Kadyrov Chechen State University, Grozny, Russia

[2] Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. The development of landslide processes is one of the main natural disasters of the Chechen Republic, the activation of which is determined by the moisture content of the territory and the temperature regime. If the dependence on atmospheric precipitation is more or less sustained, then the relationship between the regional activity of landslide manifestations and temperature is complex and ambiguous. Climatic conditions have a great influence on the hydrological regime of surface waters. Landslides in the mountainous part of the Chechen Republic are actively developing in riverbeds with high flow rates. The study presents the main characteristics of landslide manifestations in low-mountain-forest landscapes, in the Sharoargun river basin.

Keywords: dynamics; landslide; slope; erosion focus

Оползни в среднегорно- и низкогорно-лесных ландшафтах представляют собой особое явление. Нередко они происходят на месте старых лесов вдали от селений. Ряд оползней обнаруживается лишь по снимкам, к ним отсутствуют дороги и тропы, добраться можно лишь по руслам рек. Наиболее ярким примером оползнепроявления в горно-лесных ландшафтах, переходных от смешанных к широколиственным, является оползень у р. Шароаргун напротив селения Улус-Керт. Для исследуемого района характерно развитие оползней, образование и развитие которых связано с воздействием главным образом региональных факторов, таких как глинистый состав пород, физико-химические и деформационные особенности пород, обуславливающие их способность к быстрому разуплотнению и разупрочнению, неотектонические движения, донная и боковая эрозия, сейсмичность и гидрометеорологические факторы [1].

Схема ландшафтно-оползневого комплекса Улус-Керт отражает основные особенности встроенности в высотно-зональную структуру и взаимоотношение с доминантными фоновыми природными комплексами на уровне групп и видов ландшафтов. Ландшафтно-оползневой комплекс в плане состоит из нескольких продольных частей, имеющих разный возраст активизации оползня (рис. 1). Верхняя стенка отрыва находится на абсолютной высоте около 770 м над уровнем моря, а разгрузка заканчивается в русле реки на высоте 410 м. Имеются несколько классических оползневых элементов, характерных для блокового оползня: оползневой блок, площадка оползневых террас, стенка срыва оползня и напорный оползневой вал, заканчивающийся у реки.

Анализ ландшафтной встроенности показывает, что оползнеобразование резко контрастирует с горно-лесными ландшафтами, характеризующимися относительно устойчивым состоянием склонов (рис. 2). Очаги оползнепроявления являются в данном случае не типичными для локальных геосистем. Они скорее характеризуют некий сдвиг в региональном экобалансе.

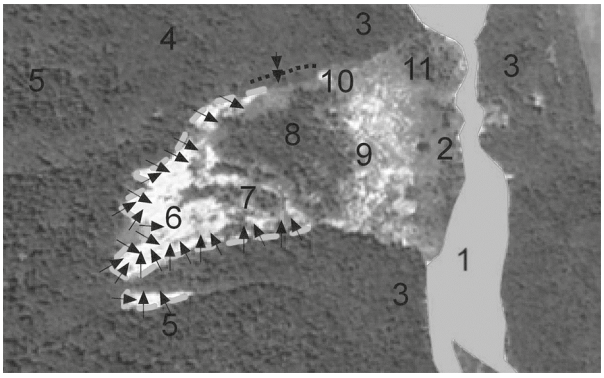


Рис. 1. Оползнепроявление на участке «Улус-Керт» (состояние на 2021 г.).
1 – пойменные природные комплексы (русло реки); 2 – высокая пойма закустаренная (около 10 лет); 3 – склоны речных террас под мелколесьями из бука, граба, боярышника, клена; 4 – под грабово-буковыми с подлеском из боярышника и клена лесами на горных буроземах; 5 – под букняками на горных буроземах; 6 – стенка срыва оползня, незадернованная; 7 – площадка верхней оползневой террасы с куртинами подроста бука, реже – граба и лещины; 8 – участок склона отседания, бугристо-грядового под «пьяным» лесом из бука, граба на карманных и скелетных буроземах; 9 – площадка нижней оползневой террасы под зарослями ежевики и куртинами ивы; 10 – боковые ложбины отседания под буковыми лесами; 11 – напорный оползневой вал под ивовыми с участием зарослей ольхи.

Рис. 2. Оползень участка «Улус-Керт» (июль 2021 г.).

Для более комплексного понимания оползневого явления, рассматриваемого как ландшафтно-оползневой комплекс, необходимо учесть его встроенность в ландшафтную структуру [2]. Встроенность в ландшафтную структуру Улус-Кертского ландшафтно-оползневого комплекса характеризуется следующими особенностями:

1) на уровне типов ландшафтов – слабоконтрастное экотонное положение между горно-лесной и горно-лесолуговостепной зоной, а также между горно-лесными широколиственными и горно-лесными смешанными ландшафтами;

2) на уровне групп ландшафтов пограничное положение между породами с разным соотношением глин и песчаников палеоген-неогенового возраста выражено слабо. Более важным фактором является нахождение в зоне тектонических разломов и сейсмодислокаций;

3) на уровне видов ландшафтов – фрагментация лесного покрова вследствие сукцессионных различий разного по возрасту и запасам фитомассы леса.

Динамика оползнепроявления может показаться довольно простой: углубляющееся русло реки подмывает правый борт и приводит к неустойчивости склонов. Однако полевые исследования показали, что в динамике оползнепроявления могут играть роль и другие факторы: повышенная сейсмичность, контраст пород, слагающих склон; сукцессионные процессы в лесах, вызывающие нарастание надземной фитомассы при снижении задернованности в мертвопокровных букняках, приводящих к развитию очагов эрозии; ливневый характер осадков в начале лета, приводящий к неустойчивости почвогрунтов, к эрозии и др.

1. Гакаев Р.А. Взаимосвязь и взаимозависимость проявления оползневых процессов и формирования рельефа Шатойской межгорной котловины // VIII Щукинские чтения: рельеф и природопользование: Материалы Всероссийской конференции с международным участием (28 сентября – 1 октября 2020 г., Москва) / Ред. А. Гакаев. М.: Географический факультет МГУ, 2020. С. 156–159.

2. Атаев З.В. Экологическая оптимизация оползневых ландшафтов Дагестана // Известия Дагестанского государственного педагогического университета. Естественные и точные науки. 2009. № 1 (6). С. 87–91.

ОПЫТ ОРГАНИЗАЦИИ МОНИТОРИНГА ОПАСНЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ПОКРЫТЫХ ЛЕСОМ УЧАСТКАХ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВЛС И БПЛА

А.М. Гафуров, Б.М. Усманов

Казанский федеральный университет, г. Казань, Россия, amgafurov@kpfu.ru

Аннотация. В статье описывается использование воздушного лазерного сканирования (ВЛС) и беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) для мониторинга опасных экзогенных процессов, таких как овражная эрозия и оползни, на территориях, покрытых лесом. Эксперименты проводились на двух ключевых участках в Республике Татарстан, и результаты показали, что эти технологии позволяют успешно производить съемку рельефа даже на полностью залесенных участках. Это открывает новые возможности для мониторинга и предупреждения опасных экзогенных процессов в сложных лесных условиях.

Ключевые слова: воздушное лазерное сканирование; беспилотный летательный аппарат; мониторинг экзогенных процессов; овражная эрозия; оползень; лесная территория; дистанционное зондирование

THE EXPERIENCE OF ESTABLISHING MONITORING OF HAZARDOUS EXOGENOUS PROCESSES IN FORESTED AREAS USING ALS AND UAV

A.M. Gafurov, B.M. Usmanov

Kazan federal university, Kazan, Russia

Abstract. The article describes the use of airborne laser scanning (ALS) and unmanned aerial vehicles (UAV) for monitoring hazardous exogenous processes, such as gully erosion and landslides, in forested areas. Experiments were conducted at two key sites in the Republic of Tatarstan and the results showed that these technologies make it possible to successfully survey the terrain even in fully forested areas. This opens up new opportunities for monitoring and prevention of dangerous exogenous processes in difficult forest conditions.

Keywords: aerial laser scanning; unmanned aerial vehicle; exogenous processes monitoring; gully erosion; landslide; forest area; remote sensing

Мониторинг опасных экзогенных процессов на территориях, покрытых лесом, представляет значительные трудности. Прежде всего, плотный лесной покров затрудняет визуальное обнаружение таких процессов, как овражная эрозия и оползневые процессы. Кроме того, сезонность и изменчивость погодных условий могут значительно влиять на активность и видимость этих процессов, что усложняет их систематический мониторинг [1]. Некоторые лесные территории могут быть удалены или труднодоступны, что делает процесс мониторинга затратным или даже невозможным. Наконец, несвоевременные обнаружение и контроль опасных экзогенных процессов могут привести к серьезному вреду для биоразнообразия лесных экосистем [2].

Для решения вышеупомянутых проблем можно использовать ряд подходов. Технологии дистанционного зондирования Земли, включая спутниковые изображения и дроны [3], могут помочь обнаружить изменения в ландшафте и покрове растительности, указывающие на активность экзогенных процессов. Внедрение технологий Интернета вещей (IoT), включая установку сети датчиков, может обеспечить непрерывный мониторинг и своевременное обнаружение таких процессов.

Создание систем предупреждения может также способствовать своевременному обнаружению и контролю экзогенных процессов. Эти системы могут анализировать данные, полученные от датчиков и дистанционного зондирования, и предупреждать о возможных опасностях. Наконец, важность систематического исследования и мониторинга этих процессов не может быть недооценена. Это поможет ученым лучше понять природу и механизмы этих процессов, что, в свою очередь, может помочь разработать более эффективные стратегии их контроля.

Лидарная съемка (Light Detection and Ranging) является современной технологией дистанционного зондирования, которая обладает значительным потенциалом для мониторинга опасных экзогенных процессов на лесных территориях [4]. Эта технология использует излучение лазерных импульсов и анализ отраженного света для измерения расстояния от датчика до объектов, что позволяет создавать детальные трехмерные изображения поверхности Земли. Создание трехмерных моделей ландшафта является одним из ключевых преимуществ лидарной съемки [5]. Эти модели обеспечивают детальное представление о топографии, что позволяет обнаруживать изменения, связанные с экзогенными процессами, такими как оползни и эрозия почвы. Лидарный луч способен проникать сквозь вегетационный покров, предоставляя данные о поверхности земли под деревьями и кустарниками. Эта особенность важна при мониторинге лесных территорий, где визуальное наблюдение может быть затруднено плотным растительным покровом. Лидарная съемка обеспечивает высокую пространственную точность и разрешение, позволяя отслеживать детальные изменения в топографии с течением времени. Это дает возможность своевременно обнаруживать даже небольшие изменения в ландшафте, которые могут быть признаками активации опасных

экзогенных процессов [6]. В рамках пилотных проектов по организации мониторинга экзогенных форм на ряде ключевых участков были проведены работы с использованием воздушного лазерного сканирования с беспилотных летательных аппаратов.

Для проведения работ были выбраны два участка. Первый – лесной участок карбонового полигона «Карбон-Поволжье», расположенный в Зеленодольском районе Республики Татарстан. Данный участок представляет собой эталонную систему, расположенную на осложненном оврагами рельефе. Второй участок расположен в Тетюшском районе Республики Татарстан. Участок расположен на правобережье р. Волги и осложнен оползневыми формами блокового типа (рис. 1).

Работы по оценке интенсивности экзогенных процессов можно разделить на два этапа: полевой и камеральный. Работы проводились с использованием беспилотного летательного аппарата (БПЛА) Геоскан 401, оснащенного воздушным лазерным сканером (ВЛС) АГМ МС-1.200. Для обеспечения точного определения координат на ключевом участке 1 использовалась базовая станция EAOZ Астрономической обсерватории им. В.П. Энгельгардта КФУ. Для участка 2 была установлена базовая станция с использованием приемника ГНСС E-Survey E300PRO и определены ее координаты. Погрешность определения координат базовой станции составила 0.006 м по широте, 0.004 м по долготе и 0.017 м по высоте. Сканирование с БПЛА осуществлялось в обоих случаях согласно единой методике – высота сканирования 150 м относительно рельефа, продольное и поперечное перекрытие соседних галсов составило 70 и 50 % соответственно.

Камеральная обработка результатов сканирования производилась в два этапа. На первом этапе производилось уравнивание траекторий полета БПЛА относительно базовой станции и конвертация

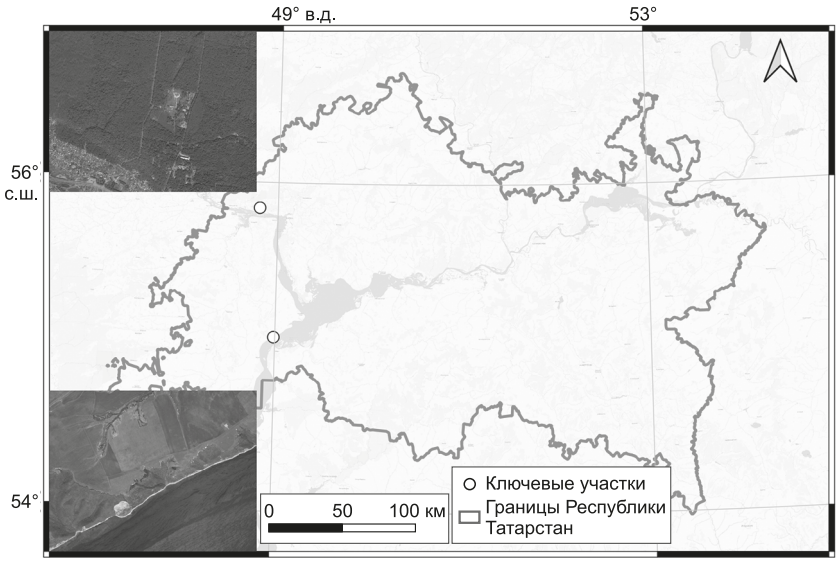


Рис. 1. Расположение ключевых участков сканирования.

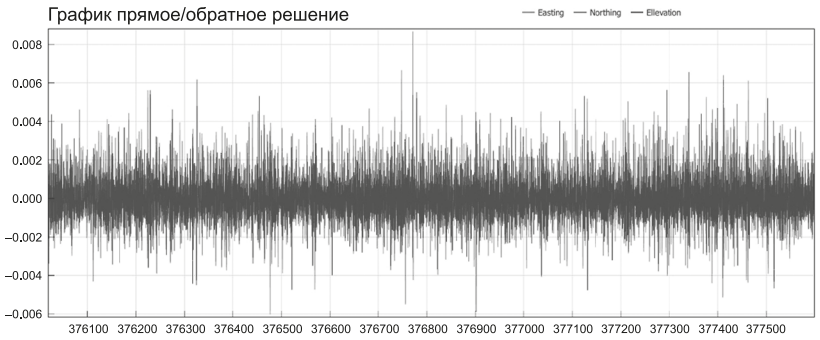


Рис. 2. График погрешности определения координат сканирования.

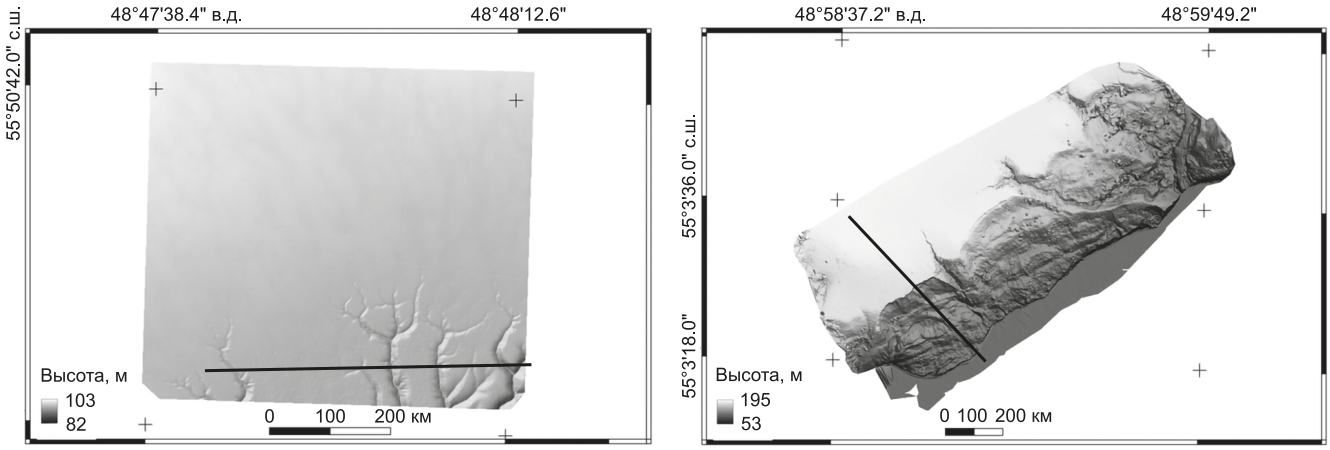


Рис. 3. ЦМР на овражный участок (*а*) и оползневой участок (*б*) с нанесенными профилями.

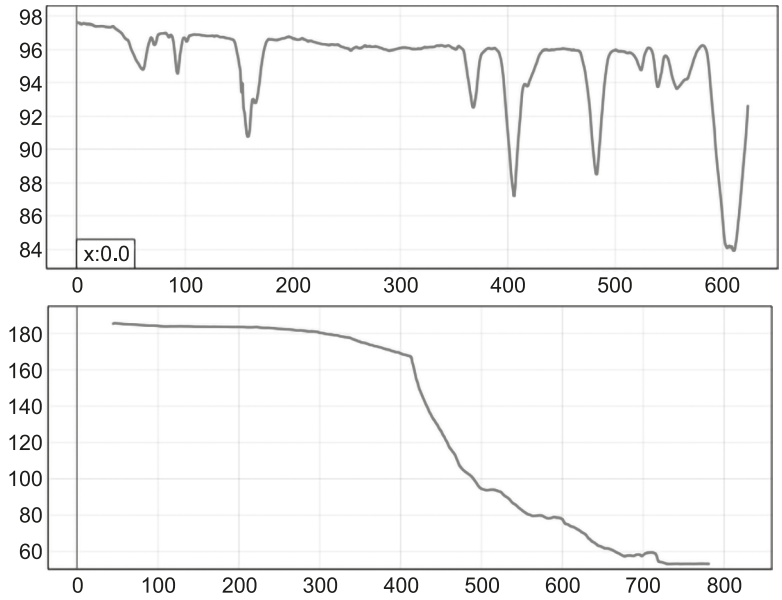


Рис. 4. Профили на основных характерных элементах овражного (*а*) и оползневого (*б*) участков.

облаков точек в обменный формат LAS в программном обеспечении (ПО) ScanWorks Pro. На втором этапе с использованием ПО Lidar360 была произведена процедура удаления шумов, отдельных выбросов, выравнивание облаков точек различных галсов относительно друг друга с использованием траекторий полета БПЛА. Очищенные облака точек делились на основные классы – «земля», «растительность», «строения» и т.д., после чего строились цифровые модели рельефа по облакам точек с классом «земля».

В результате выполненных работ были проведены установочные мероприятия по организации мониторинговой сети опасных экзогенных процессов с использованием ВЛС с БПЛА на покрытых лесом территориях. Погрешность определения координат сканирования в большинстве своем не превышает 2 мм (рис. 2). В результате обработки результатов сканирования были получены ЦМР на оба залесенных участка (рис. 3, 4).

Использование ВЛС позволило организовать мониторинговую сеть экзогенных процессов на примере двух ключевых участков, расположенных в Республике Татарстан. Использование ВЛС с БПЛА позволило успешно производить съемку рельефа на полностью залесенных участках, что невозможно при использовании фотограмметрии. Стоит отметить, что точность позиционирования во время сканирования позволяет производить съемку без дополнительного обоснования и

необходимости в установке реперных точек при съемке таких крупных форм, как овраги и оползни. Перспективы съемки объектов, подверженных почвенной эрозии, еще предстоит выяснить, но, как показал опыт проведения аналогичных работ с использованием наземного лазерного сканирования, точность позиционирования разновременных съемок является принципиально важной метрикой и, на наш взгляд, работы по съемке эрозионных форм рельефа на пашне будут требовать установки дополнительных опорных знаков [7].

1. Wang L., Sousa W., Gong P., Biging G.S. Comparison of IKONOS and QuickBird images for mapping mangrove species on the Caribbean coast of Panama // Remote Sensing of Environment. 2004. Vol. 91. Iss. 3–4. P. 432–440. DOI:10.1016/j.rse.2004.04.005.

2. Hyyppä J., Hyyppä H., Leckie D., Gougeon F., Yu X., Maltamo M. Review of methods of small-footprint airborne laser scanning for extracting forest inventory data in boreal forests // International Journal of Remote Sensing. 2008. Vol. 29. Iss. 5. P. 1339–1366. DOI:10.1080/01431160701736489.

3. Gafurov A. The Methodological Aspects of Constructing a High-Resolution DEM of Large Territories Using Low-Cost UAVs on the Example of the Sarycum Aeolian Complex, Dagestan, Russia // Drones. 2021. Vol. 5. Iss. 1. 7. DOI:10.3390/drones5010007.

4. Baltsavias E.P. Airborne laser scanning: basic relations and formulas // ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing. 1999. Vol. 54. Iss. 2–3. P. 199–214. DOI:10.1016/S0924-2716(99)00015-5.

5. Guo Q., Li W., Yu H., Alvares O. Effects of Topographic Variability and Lidar Sampling Density on Several DEM Interpolation Methods // Photogrammetric Engineering & Remote Sensing. 2010. Vol. 76. Iss. 6. P. 701–712. DOI:10.14358/PERS.76.6.701.

6. Anderson K., Gaston K.J. Lightweight unmanned aerial vehicles will revolutionize spatial ecology // Frontiers in Ecology and the Environment. 2013. Vol. 11. Iss. 3. P. 138–146. DOI:10.2307/23470549.

7. Yermolaev O.P., Gafurov A.M., Usmanov B.M. Evaluation of erosion intensity and dynamics using terrestrial laser scanning // Eurasian Soil Science. 2018. Vol. 51. Iss. 7. P. 814–826. DOI:10.1134/S1064229318070037.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТОКА НАНОСОВ РЕК И СОВРЕМЕННАЯ ДЕНУДАЦИЯ КАВКАЗА

В.Н. Голосов[1,2], А.С. Цыпленков[2]

[1] Институт географии РАН, г. Москва, Россия, gollossov@gmail.com

[2] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Аннотация. На основе обработки данных наблюдений за стоком наносов рек и с использованием метода *k*-ближайших соседей с предиктором высоты рельефа местности составлена карта современной денудации Большого и Малого Кавказа. Установлено, что средний слой денудации составляет в целом для исследуемой территории 0.17 мм·год$^{-1}$. Максимальных значений денудация достигает на Восточном Кавказе, где она превышает 0.25 мм·год$^{-1}$ с тенденцией небольшого роста. Выявлены тренды изменения денудационного среза для разных частей Большого Кавказа. По результатам мониторинговых наблюдений на ключевых участках установлены скорости современных экзогенных процессов в различных высотных поясах.

Ключевые слова: эрозия; денудационный срез; природно-антропогенные факторы; тренд

SPATIAL-TEMPORAL REGULARITIES OF RIVER'S SEDIMENT YIELD AND CONTEMPORARY DENUDATION OF CAUCASUS

V.N. Golosov[1,2], A.S. Tsyplenkov[2]

[1] Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract. Based on the processing of sediment runoff monitoring data and using the *k*-nearest neighbors method with a predictor of the height of the terrain, a map of the contemporary denudation of the Greater and Lesser Caucasus was compiled. It has been established that the average denudation layer for the study area is 0.17 mm·yr^{-1}. Denudation reaches its maximum values in the Eastern Caucasus, where it exceeds 0.25 mm·yr^{-1} with a slight growth trend. Trends in the denudation rates for different parts of the Greater Caucasus are revealed. Based on the results of monitoring observations in key areas, the rates of exogenous processes in various altitudinal zones were established.

Keywords: erosion; layer of denudation; natural and anthropogenic factors; trend

Многолетние изменения стока наносов рек в горах обусловлены совместным воздействием флуктуаций климата и деятельностью человека [1, 2], но во многом определяются и сейсмотектонической активностью территорий [3]. В горах климатические изменения, вызванные глобальным потеплением, разнонаправленно действуют в различных высотных поясах, при этом однонаправленно влияя на усиление или ослабление стока наносов в каждом из них. Антропогенное воздействие часто разнонаправленно влияет на сток наносов рек в пределах одного высотного пояса, в одних случаях способствуя росту темпов денудации за счет проведения строительных работ [4], а в других – снижению стока наносов за счет водохранилищ, в которых по последним оценкам задерживается до 50 % от суммарного стока наносов рек мира [2, 5]. В горах прекращение антропогенного воздействия, например забрасывание террас на горных склонах, может способствовать усилению оползневых процессов, что ведет к росту стока наносов рек [6]. В итоге влияние деятельности человека на бассейны горных рек может быть разнонаправленным в зависимости от социально-экономических особенностей развития конкретной территории. Для многих горных районов в Европе более характерно снижение антропогенной нагрузки в последние десятилетия, что обусловлено снижением аграрного производства [7]. Эта тенденция проявляется от Пиренеев [8] до Карпат [9], включая Альпы [10]. Повсеместно наблюдается забрасывание пашен, уменьшение доли пастбищ, рост лесных массивов за счет, в том числе, искусственного облесения склонов. Данный тренд обусловлен тем, что ведение сельского хозяйства в горах становится малорентабельным, что способствует его смещению в предгорья, где антропогенная нагрузка на речные бассейны возрастает [6]. Даже активно развивающиеся горные туристические кластеры в настоящее время не являются источниками повышенного сноса рыхлообломочного материала, так как в пределах данных территорий используется набор мероприятий по стабилизации склоновых процессов, ранее интенсифицированных на этапах строительства.

Сток наносов горных рек дает представление о современных темпах денудации на их водосборах, но данные оценки будут занижены в силу ряда причин. Во-первых, длительные ряды измерений существуют только для стока взвешенных наносов, тогда как сток влекомых наносов, особенно в бассейнах малых горных рек может достигать 40–60 % от суммарного [11, 12]. Во-вторых, экстремальные расходы воды и наносов на горных реках фактически невозможно измерить, а на их долю, как показывают данные по заилению водохранилищ, приходится до 4–6 среднегодовых измеренных расходов наносов. В этой связи наиболее достоверные данные о массе рыхлообломочного материала, вынесенного за пределы конкретного речного бассейна, могут быть получены на основе оценок заиления водохранилищ при одновременном учете вклада размыва их берегов.

В то же время экстремальные паводки в горах приводят к наиболее значимым перестройкам русел, и в этой связи существенный вклад в суммарный объем наносов в отдельных случаях вносят размывы речных русел.

Основная цель данного исследования состоит в оценке пространственно-временных различий современного денудационного среза в бассейнах рек Большого и Малого Кавказа, полученной на основе использования наиболее полной базы данных гидрологических наблюдений и результатов детальных мониторинговых наблюдений на ряде малых водосборов, расположенных в различных высотных поясах Большого Кавказа.

База данных, включающая 244 гидрологических поста с измеренными расходами воды и мутностью, была сформирована и применена для выявления пространственной вариабельности темпов денудации. Расчет модуля стока наносов проведен по формуле:

$$SSY = \frac{\sum \frac{\overline{Q} \cdot \overline{SSC} \cdot 31.5 \cdot 10^3}{F}}{n}, \quad (1)$$

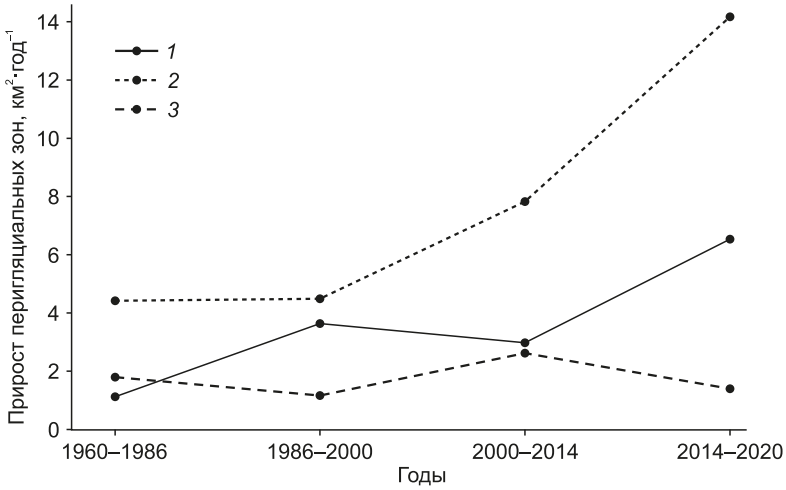
где SSY – среднегодовой модуль стока взвешенных наносов, т·км$^{-2}$·год$^{-1}$; $\overline{Q}$ – среднегодовой расход воды, м^3·с$^{-1}$; $\overline{SSC}$ – среднегодовая мутность, г·м$^{-3}$; F – площадь водосбора, км^2; n – период наблюдений, лет. Отрисовка границ речных бассейнов проведена в ArcMap 10.8. Одновременно обобщены опубликованные данные о заилении водохранилищ на р. Кубань и р. Сулак [13, 14], которые использованы для выявления трендов изменения стока наносов и оценки вклада экстремальных паводков в суммарный сток наносов. Пересчет модулей стока наносов (SSY, т·км$^{-2}$·год$^{-1}$) в слой денудационного среза (h_c, мм·год$^{-1}$) был проведен по формуле:

$$h_c = \frac{SSY}{2.65} \cdot 10^{-3}, \quad (2)$$

где 2.65 – плотность коренных пород (т·м$^{-3}$).

Для визуализации и лучшего понимания пространственных закономерностей стока взвешенных наносов Кавказа среднемноголетний модуль стока взвешенных наносов SSY был проинтерполирован в границах региона. Использование метода k-ближайших соседей с предиктором высоты рельефа местности, реализованном на языке программирования R при помощи библиотеки kknn [15], позволило выявить пространственные изменения стока наносов рек Кавказа. В итоге вся исследуемая территория была разделена на следующие категории слоя денудационного среза: <0.025, 0.025–0.100, 0.10–0.25, >0.25 мм·год$^{-1}$ [16]. Для всего Кавказа $SSY_{ср}$ составляет 446 т·км$^{-2}$·год$^{-1}$ (станд. откл. = 618), что практически полностью совпадает с $SSY_{ср}$ для Альп, где он равен 451 т·км$^{-2}$·год$^{-1}$ (станд. откл. = 876) [17]. Среднемноголетний слой современного денудационного среза равен 0.17 мм·год$^{-1}$. В пределах Малого Кавказа слой денудации в основном менее 0.025 мм год$^{-1}$ и только на отдельных участках составляет 0.025–0.100 мм·год$^{-1}$. При этом в пределах Большого Кавказа прослеживается отчетливый тренд увеличения слоя денудации с запада на восток с максимумом в горах Дагестана, где он превышает 1.5 мм·год$^{-1}$. Также темпы денудации на северном склоне Большого Кавказа выше, чем на южном. Это во многом обусловлено особенностями выпадения осадков и температурным режимом. Наконец, по высотным поясам максимальных значений денудационный срез достигает в высокогорной зоне, что связано с активным таянием ледников, что стимулирует формирование селевых паводков. Согласно результатам мониторинговых наблюдений, среднегодовой слой денудационного среза на водосборе р. Джанкуат, значительную часть водосбора которого занимает одноименный ледник, составляет 0.42 мм·год$^{-1}$ [18]. Последние десятилетия характеризуются сокращением площади оледенения Большого Кавказа. Это, с одной стороны, ведет к расширению перигляциальных зон и тем самым увеличению поставки наносов в русла водотоков, но с другой – к практически полному исчезновению ледников, как это уже произошло в восточном секторе Большого Кавказа, где прирост перигляциональной зоны ничтожно мал (рисунок).

Тренд снижения стока наносов отчетливо прослеживается и на западе Большого Кавказа. В частности, доказательством этой тенденции служит выявленное снижение темпов заиления Краснодарского водохранилища, в котором откладываются наносы, формирующиеся в бассейне р. Кубани,



Изменения прироста площадей перигляциальных зон для различных частей Большого Кавказа за период 1960–2020 г. *1* – Западный Кавказ; *2* – Центральный Кавказ; *3* – Восточный Кавказ.

дренирующей большую часть северного склона Западного Кавказа [14]. Помимо сокращения площади ледников на снижении темпов денудации здесь сказывается сокращение площадей пахотных земель в низкогорно-среднегорном поясе. В бассейнах рек южного склона Западного Кавказа данная тенденция не прослеживается. Напротив, в ряде речных бассейнов в связи с усилением антропогенного воздействия (в основном строительство) наблюдается усиление денудации склонов и поступления наносов в постоянные водотоки. В наибольшей степени это касается бассейна р. Мзымта в связи со строительством объектов Олимпиады 2014. Результаты мониторинга на ключевых объектах позволили оценить существенную активизацию эрозионных процессов [4].

Стабильно высокие значения денудационного сноса выявлены для всех высотных поясов Восточного Кавказа. Это связано с продолжающимся ростом поголовья домашних животных, выпасаемых на склонах, используемых в качестве пастбищ. В частности, в Республике Дагестан число овец и коз выросло на 40 % к 2014 г. по сравнению с 1990 г. Подтверждением высоких темпов денудации являются скорости заиления каскада водохранилищ на р. Сулак в период с конца 1950-х гг. и до настоящего времени [13]. Дополнительными факторами, способствующими активной денудации данного сектора Большого Кавказа, являются высокая податливость коренных пород к выветриванию и сравнительно высокая сейсмотектоническая активность территории. В целом, среди различных природно-антропогенных факторов именно современная неотектоническая деятельность в наибольшей степени сказывается на пространственной вариабельности стока наносов рек Кавказа [19].

Современные темпы денудации на Кавказе в среднем составляют 0.17 мм·год$^{-1}$. Полученная величина является заниженной, так как в расчетах не учтен вклад влекомых наносов и экстремальных паводков. Максимальных значений (0.4–0.5 мм·год$^{-1}$) по высотным поясам денудация достигает в перигляциальной зоне. В региональном плане восточный сектор Большого Кавказа является ареной наиболее активного денудационного сноса (>0.25 мм·год$^{-1}$), что обусловлено сочетанием усиливающейся антропогенной нагрузки и высокой сейсмотектонической активности. Также некоторое усиление денудации отмечается на южном склоне Западного Кавказа, что связано с усилением антропогенного воздействия. Напротив, на северном склоне Западного Кавказа наблюдается сокращение площадей пахотных земель, что способствует сокращению темпов денудации. Для Центрального Кавказа выявлена смена периода усиления денудации, начавшегося в 1950-х гг., на отрицательный тренд с точкой перелома в период 1988–1994 гг., что связано с сокращением площади оледенения. В целом, для Большого и Малого Кавказа наиболее значимое влияние на пространственные различия в стоке наносов рек, и, как следствие, слое денудационного среза оказывают факторы, связанные с сейсмотектонической деятельностью.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ (проект №19-17-00181).

1. Cendrero A., Remondo J., Beylich A.A., Cienciala P., Forte L.M., Golosov V.N., Gusarov A.V., Kijowska-Stugała M., Laute K., Li D. et al. Denudation and geomorphic change in the Anthropocene; a global overview // Earth-Science Reviews. 2022. Vol. 233. 104186. DOI:10.1016/j.earscirev.2022.104186.

2. Syvitski J., Angel´ J.R., Saito Y., Overeem I., Vörösmarty C.J., Wang H., Olago D. Earth's sediment cycle during the Anthropocene // Nature Reviews Earth & Environment. 2022. Vol. 3. P. 179–196. DOI:10.1038/s43017-021-00253-w.

3. Vanmaercke M., Poesen J., Broeckx J., Nyssen J. Sediment Yield in Africa // Earth-Science Reviews. 2014. Vol. 136. P. 350–368. DOI:10.1016/j.earscirev.2014.06.004.

4. Шварев С.В., Харченко С.В., Голосов В.Н., Успенский М.И. Количественная оценка факторов активизации селей в 2006–2019 годах на склоне хребта Аигба (Западный Кавказ) // География и природные ресурсы. 2021. Т. 42. № 2. С. 41–50. DOI:10.15372/GIPR20210205.

5. Vörösmarty C.J., Meybeck M., Fekete B., Sharma K., Green P., Syvitski J.P.M. Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments // Global and Planetary Change. 2003. Vol. 39. Iss. 1–2. P. 169–190. DOI:10.1016/S0921-8181(03)00023-7.

6. Remondo J., Soto J., González-Díez A., Díaz de Terán J.R., Cendrero A. Human impact on geomorphic processes and hazards in mountain areas in northern Spain // Geomorphology. 2005. Vol. 66. Iss. 1–4. P. 69–84. DOI:10.1016/j.geomorph.2004.09.009.

7. Garcıa-Ruiz J.M., Lana-Renault N. Hydrological and erosive consequences of farmland abandonment in Europe, with special reference to the Mediterranean region – A review // Agriculture, Ecosystems & Environment. 2011. Vol. 140. P. 317–338. DOI:10.1016/j.agee.2011.01.003.

8. Garcia-Ruiz J.M., Lasanta T. Land-use changes in the Spanish Pyrenees // Mountain Research and Development. 1990. Vol. 10. Iss. 3. P. 267–279. DOI:10.2307/3673606.

9. Kozak J. Forest cover change in the Western Carpathians in the past 180 years // Mountain Research and Development. 2003. Vol. 23. Iss. 4. P. 369–375. DOI:10.1659/0276-4741(2003)023[0369:FCCITW]2.0.CO;2.

10. Schirpke U., Tasser E., Leitinger G., Tappeiner U. Using the ecosystem services concept to assess transformation of agricultural landscapes in the European Alps // Land. 2022. Vol. 11. Iss. 1. 49.

11. Hinderer M., Kastowskia M., Kamelger A., Bartolini C., Schlunegger F. River loads and modern denudation of the Alps – A review // Earth-Science Reviews. 2013. Vol. 118. P. 11–44. DOI:10.1016/j.earscirev.2013.01.001.

12. Turowski J., Rickenmann D., Dadson J.S. The partitioning of the total sediment load of a river into suspended load and bedload: a review of empirical data // Sedimentology. 2010. Vol. 57. Iss. 4. P. 1126–1146. DOI:10.1111/j.1365-3091.2009.01140.x.

13. Петров О.А., Саидов М.А. Анализ динамики заиления водохранилищ на р. Сулак и ее притоках // Гидротехническое строительство. 2019. № 9. С. 43–48.

14. Погорелов А.В., Лагута А.А., Киселев Е.Н. Новые сведения о заилении Краснодарского водохранилища по данным батиметрической съемки // Географический вестник. 2022. № 2 (61). С. 166–179. DOI:10.17072/2079-7877-2022-2-166-179.

15. Schliep K., Hechenbichler K. Weighted k-nearest neighbors. Version 1.3.1. 2016. DOI:10.3390/land 11010049.

16. Tsyplenkov A., Vanmaercke M., Golosov V. Contemporary suspended sediment yield of Caucasus mountains // Proceeding of the International Association of Hydrological Sciences. 2019. Vol. 381. P. 87–93. DOI:10.5194/piahs-381-87-2019.

17. Vanmaercke M., Poesen J., Verstraeten G., de Vente J., Ocakoglu F. Sediment yield in Europe: Spatial patterns and scale dependency // Geomorphology. 2011. Vol. 130. Iss. 3–4. P. 142–161. DOI:10.1016/j.geomorph.2011.03.010.

18. Tsyplenkov A., Vanmaercke M., Collins A.L., Kharchenko S., Golosov V. Elucidating suspended sediment dynamics in a glacierized catchment after an exceptional erosion event: the Djankuat catchment, Caucasus Mountains, Russia // Catena. 2021. № 203. 105285. DOI:10.1016/j.catena.2021.105285.

19. Golosov V., Tsyplenkov A. Factors controlling contemporary suspended sediment yield in the Caucasus region // Water. 2021. Vol. 13. Iss. 22. 3173. DOI:10.3390/w13223173.

ХРОНОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЙМЕННЫХ ГЕНЕРАЦИЙ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. БЕЛОЙ (ВЕРХНЕЕ ПРИАНГАРЬЕ)

В.А. Голубцов[1], М.Ю. Опекунова[1], М.В. Смирнов[2]

[1] Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, Россия
[2] Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия, opek@mail.ru

Аннотация. Для уточнения возрастных соотношений морфологических элементов долины р. Белой проведено исследование фациального строения и состава рыхлых отложений десяти разрезов и семи скважин, заложенных на поперечном профиле; методом радиоуглеродного датирования установлен возраст формирования аллювиальных толщ. Ландшафтно-климатические изменения финала позднеледниковья и голоцена обусловили чередование стадий высокой и низкой водности и связанные с ними этапы развития долины р. Белой в пределах равнинной части ее бассейна. На фоне относительно небольшого речного стока, характерного для временных интервалов 12.9–7.0; 5.6–4.5; 4.1–2.3 и 0.3–0.0 кал. тыс. л. н. выделяются этапы активного осадконакопления, обусловленные высокой водностью в периоды 7.0–5.6; 4.5–4.1 и 2.3–0.3 кал. тыс. л. н.

Ключевые слова: речная долина; пойменно-русловый комплекс; аллювиальные отложения; голоцен; Байкальский регион

TIMING AND FORMING CONDITIONS OF FLOODPLAIN GENERATIONS IN LOWER REACHES OF BELAYA RIVER (UPPER ANGARA REGION)

V.A. Golubtsov[1], M.Yu. Opekunova[1], M.V. Smirnov[2]

[1] Sochava Institute of geography, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia
[2] Institute of the Earth's crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

Abstract. To clarify the age relationships ofBelaya-river valley, a study of the facies structure and composition of deposits of ten pits and seven boreholes on a cross-section profile was carried out, the age of formation of alluvial strata was determined by radiocarbon dating. The landscape-climatic changes at the end of the Late Glacial and Holocene caused the alternation of the stages of high and low water level and the stages of development of the Belaya river valley associated with them within the plain part of its basin. Against the background of a relatively small river runoff, typical for time intervals 12.9–7.0; 5.6–4.5; 4.1–2.3 and 0.3–0.0 cal kyr BP stages of active sedimentation are distinguished, due to high water levels in periods 7.0–5.6; 4.5–4.1 and 2.3–0.3 cal kyr BP.

Keywords: river valley; floodplain-channel complex; alluvial deposit; Holocene; Baikal region

Флювиальный морфолитогенез играет важную роль в преобразовании рельефа Предбайкалья [1, 2]. С учетом отклика флювиальных систем на ландшафтно-климатические изменения в качестве одного из важнейших индикаторов развития природной среды [3–5] очевидно, что анализ истории флювиального рельефообразования – необходимый этап в осмыслении эволюции и динамики региональных ландшафтов. На фоне возрастающей динамичности гидроклиматических изменений [6] понимание длительных (вековых и тысячелетних) ритмов флювиального рельефообразования имеет решающее значение для прогнозирования развития эрозионно-русловых речных систем.

В настоящий момент данные о возрасте и строении пойменных отложений на исследуемой территории весьма ограничены [1, 7–9]. Основная часть опубликованных работ затрагивает вопросы

формирования низких террасовых уровней, прежде всего в контексте археологической проблематики [10–13]. Несмотря на ценность таких данных, они дают представление о более ранних этапах развития речных долин в отличных от современных гидроклиматических условиях.

Цель данной работы – реконструкция основных этапов развития долины р. Белой в пределах равнинной части ее бассейна в голоцене на основании данных по строению и возрасту аллювиальных толщ, слагающих поймы и низкие террасы.

Водоток р. Белой, одного из основных левых притоков р. Ангары в пределах Верхнего Приангарья, имеет протяженность 359 км и отнесен к типу горно-равнинных рек [14]. Площадь его водосборного бассейна составляет около 18 тыс. км^2. Он занимает различные в геодинамическом отношении территории (горные сооружения Восточного Саяна, его предгорья и Присаянский прогиб), отличающиеся дифференцированным характером новейших тектонических движений различной амплитуды [15, 16], на стыке орогенной и платформенной областей.

Расположение значительной части водосборного бассейна в горной области Восточного Саяна сказывается на распределении внутригодового стока, расходе воды истока наносов, благодаря чему река в летний период получает максимальное питание за счет дождевых осадков, таяния снега и наледей [17]. Максимальные расходы воды в период летнего паводка достигают 5140 м^3/с [18]. Изменение мутности воды и расходов взвешенных наносов согласуется с годовым ходом расходов воды. Максимальная среднемесячные мутность воды в летний период достигает 5600 г/м^3.

Для восстановления основных этапов развития долины р. Белой в ее нижнем течении проанализировано пространственное распределение пойменных генераций различной морфологии и низких террасовых уровней в пределах Холмушино-Тайтурской депрессии. Для уточнения возрастных соотношений различных поверхностей проведено исследование фациального строения и состава рыхлых отложений десяти разрезов и семи скважин, заложенных на поперечном профиле в расширении долины р. Белой в районе Холмушинской излучины (рис. 1).

Характеристика текстуры отложений дана в соответствии с принципами, предложенными в [19], в основе которых лежит применение генетических признаков слоистых текстур при литолого-фациальном анализе. Оценка последовательности накопления аллювиальных отложений выполнена путем определения возраста погребенных почв радиоуглеродным методом со сцинтилляционным измерением активности ^{14}C по углероду гуминовых кислот в Санкт-Петербургском государственном университете. В тексте приводятся даты, калибровка которых выполнена с использованием шкалы INTCAL13.

Выделяется три уровня надпойменных террас с высотой до 18 м и четыре уровня пойм с относительными отметками над урезом реки до 7 м. Первая пойменная терраса достигает высоты 7 м, надпойменная первая терраса высотой 9–11 м, третья терраса имеет высоту 14–18 м. Вторая терраса представлена фрагментарно, что обусловлено слиянием ее поверхности на ряде с поверхностью третьей террасы за счет широкого распространения эоловых массивов [20]. По отношению друг к другу вторая и третья террасы врезанные, вторая и первая – прислоненные, по соотношению аллювиальной пачки и коренных пород – цокольные.

Рассматриваемый участок расположен на контакте участка поднятия с зоной опускания (рис. 1) и информативен для оценки влияния морфоструктурного плана на развитие флювиальных процессов. Сочленение врезанного Холмушинского и широкопойменного Тайтурского участка в районе устья р. Могой выражено переходом относительно прямолинейного разветвленного русла (длина 6.7 км) во вписанную излучину (длина 3.7 км) синусоидальной формы. Прямолинейный участок ориентирован в субмеридиональном направлении и характеризуется односторонними и чередующимися односторонними разветвлениями. В верхнем крыле излучины на правом берегу отмечаются уровни низкой (высота до 15 м) и высокой (разрез Могой-1) пойм, которые сочленяются с уступом разной степени выраженности первой террасы (разрез Могой-2 высотой 7–8 м). Высокая пойма сегментно-гривистого типа занимает шпору излучины динамической оси.

Относительно прямолинейный отрезок и верхнее крыло излучины контролируются системой линеаментов северо-западного простирания. Данное обстоятельство обусловило стабильность

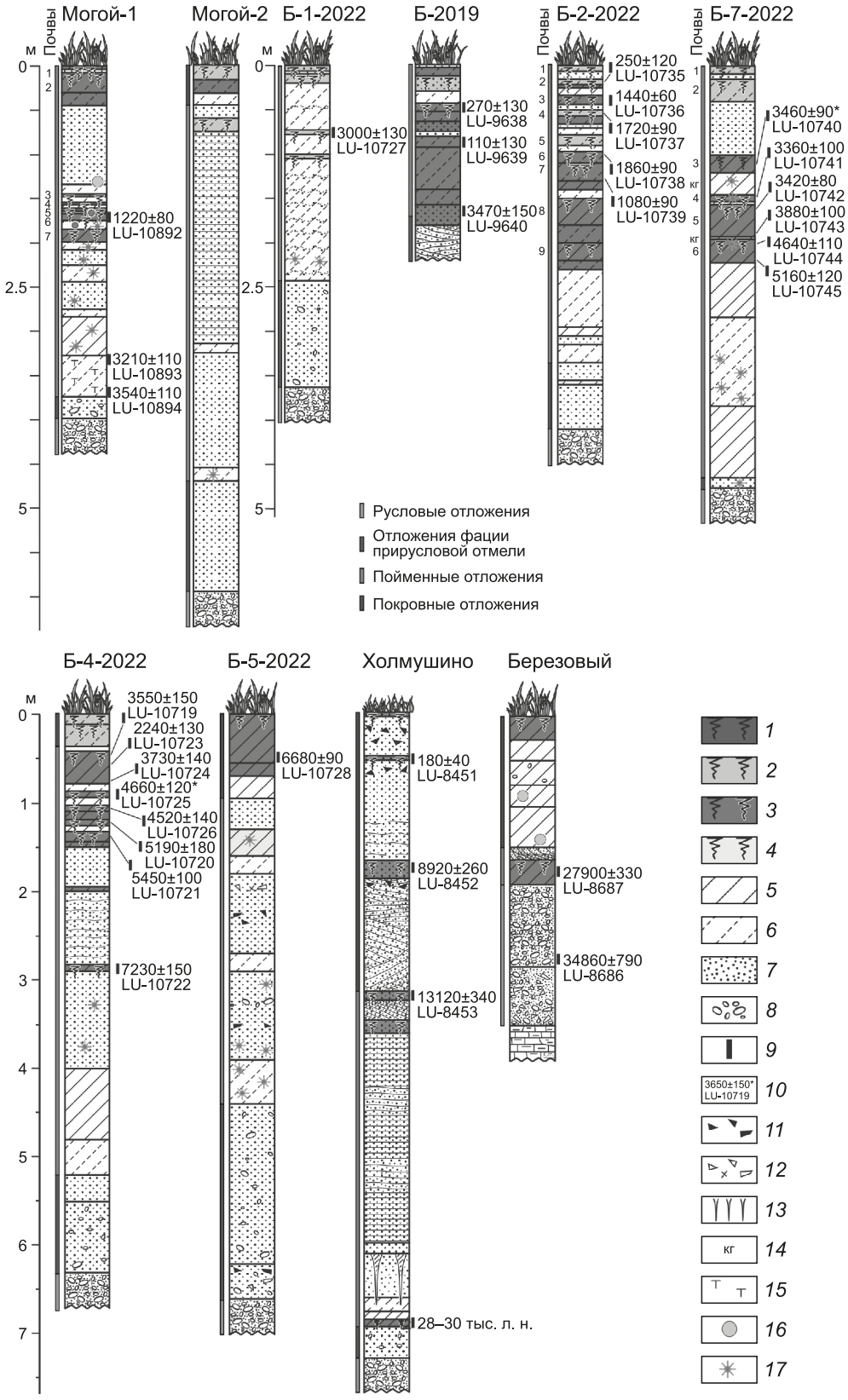


Рис. 1. Строение исследуемых разрезов и возраст погребенных почв.

1 – темногумусовые горизонты погребенных почв; *2* – серогумусовые горизонты погребенных почв; *3* – иллювиальные горизонты погребенных почв; *4* – аккумулятивно-карбонатные горизонты погребенных почв; *5* – суглинки; *6* – супеси; *7* – пески; *8* – галька; *9* – места отбора образцов для проведения радиоуглеродного датирования; *10* – календарный возраст; *11* – углистые включения; *12* – грубообломочные включения; *13–14* – криогенные деформации; *15* – погребенный торф; *16* – кротовины; *17* – признаки переменного окислительно-восстановительного режима.

верхнего крыла Холмушинской излучины в ходе ее формирования и смещение ее вершины в юго-восточном направлении. Участки переформирования русла отмечены лишь в нижнем крыле, расположенном непосредственно в пределах впадины, где ниже по течению развиты излучины свободного меандрирования. Ось пояса меандрирования здесь ориентирована в северо-восточном направлении. Подобная стабильность излучины обуславливает ее репрезентативность для оценки ритмики аллювиального осадконакопления и развития флювиальных процессов рельефообразования в голоцене.

Исследуемыми разрезами вскрывается строение отложений средних (Б-1-22) и высоких (Б-2019, Б-2-22, Б-7-22, Могой-1) пойм, первой пойменной (Б-4-22, Могой-2), первой (Б-5-22), второй (Холмушино) и третьей (Березовый) надпойменных террас. Разброс высотных отметок кровли галечниковых отложений одинаков для второй–третьей, первой–второй террас и составляет порядка 7 м. Исследуемые толщи сложены чередующимися в вертикальном профиле разнозернистыми песками и супесями. Реже фиксируются суглинистые отложения, совпадающие, как правило, с профилями погребенных почв. В подошве пойменных фаций встречаются погребенные прослои торфов (разрез Могой-1). Часто фиксируются признаки переменного окислительно-восстановительного режима в виде охристых пятен и мелких конкреций, чередующихся с ореолами сизоватых оттенков, включения грубообломочного материала и углистые включения немногочисленны.

Наибольшее количество погребенных почв зафиксировано в отложениях высоких пойм и пойменных террас. Преимущественно они относятся к органо-аккумулятивному отделу и представлены темногумусовыми и серогумусовыми почвами. Для многих почв фиксируются признаки начального формирования срединной части профиля. Для ряда почв фиксируются признаки, указывающие на их преимущественно синлитогенное развитие (разрезы Б-4-22 и Б-7-22) при интенсивном поступлении минерального субстрата на поверхность. Календарный возраст почв варьируется от современности до 7.2 тыс. кал. л.н. На первых террасах сформированы полноразвитые черноземы, характеризующиеся значительной мощностью профиля (разрез Б-5-22), время начала их формирования оценивается средним голоценом.

В основании эоловых песчаных образований, перекрывающих аллювиальные отложения второй надпойменной террасы (разрез Холмушино), сформированы аллювиальные почвы позднеледникового возраста. Ниже, на контакте с галечниками, фиксируются фрагменты профилей погребенных почв, предположительно, финально-каргинского возраста. Одним из надежных признаков,

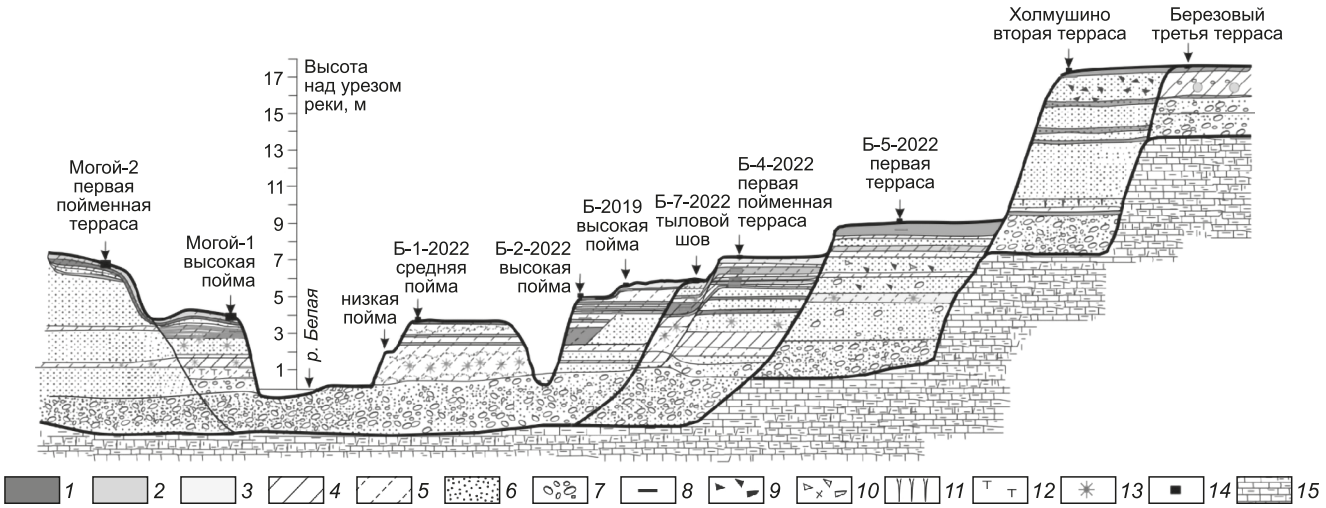


Рис. 2. Геологический профиль через Холмушинскую излучину р. Белой.
1–3 – горизонты погребенных почв; *4* – суглинки; *5* – супеси; *6* – пески; *7* – галька; *8* – места отбора образцов для радиоуглеродного датирования; *9* – углистые включения; *10* – грубообломочные включения; *11* – криогенные деформации отложений; *12* – торфы; *13* – признаки переменного окислительно-восстановительного режима; *14* – точки заложения разрезов и скважин; *15* – коренные породы.

позволяющих относить рассматриваемые почвы к этому времени, могут служить значительные криогенные нарушения (псевдоморфозы, грунтовые жилы) перекрывающих эти почвы отложений. Одна из наиболее интенсивных фаз криогенеза отмечается на исследуемой территории в начале МИС-2 [21].

В целом, строение аллювия р. Белой, выявленное при анализе поперечного профиля (рис. 2), позволяет рассматривать его в качестве аккумулировавшегося в перстративную динамическую фазу. Об этом свидетельствует его нормальная мощность, наличие всех фаций и их соотношение [22]. Такой вывод важен в контексте локализации участка исследования в месте заложения расширения речной долины.

1. Климатический фактор является ведущим в формировании пойменно-русловых комплексов исследуемой территории. При этом отклик флювиальных процессов на гидроклиматические изменения в голоцене был в значительной мере связан с неоднородным морфоструктурным строением нижнего течения р. Белой.

2. Ландшафтно-климатические изменения позднеледниковья и голоцена на исследуемой территории обусловили чередование стадий высокой и низкой водности и связанные с ними этапы развития долины р. Белой в пределах равнинной части ее бассейна. На фоне относительно небольшого речного стока, характерного для временных интервалов 12.9–7.0; 5.6–4.5; 4.1–2.3 и 0.3–0 кал. тыс. л.н. выделяются этапы активного осадконакопления, обусловленные высокой водностью в периоды 7.0–5.6; 4.5–4.1 и 2.3–0.3 кал. тыс. л.н.

3. Развитие флювиальных процессов и ритмичность формирования исследуемых пойм хорошо вписываются в контекст региональных климатических изменений в позднеледниковье и голоцене, позволяя рассматривать поймы левобережных притоков р. Ангары в качестве значимых палеогеографических архивов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 22–27–00326 «Специфика формирования и факторы развития речных долин бассейнов левых притоков Ангары: современная динамика и палеогеографические аспекты»).

1. Плоскогорья и низменность Восточной Сибири / Ред. Н.А. Флоренсов. М.: Наука, 1971. 320 с.

2. Opekunova M.Y., Kichigina N.V., Rybchenko A.A. Silaev A.V. Channel deformations and hazardous processes of the left-bank tributaries of the Angara River (Eastern Siberia) // Water. 2023. Vol. 15. Iss. 2. 291. DOI:10.3390/w15020291.

3. Bridge J.S. Rivers and Floodplains. Forms, Processes, and Sedimentary Record. Oxford: Blackwell Science, 2003. 512 p.

4. Малолетко А.М. Эволюция речных систем Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск: Томский государственный университет, 2008. 288 с.

5. Panin A., Adamiec G., Buylaert J.-P., Matlakhova E., Moska P., Novenko E. Two Late Pleistocene climate-driven incision/aggradation rhythms in the middle Dnieper River basin, west-central Russian Plain // Quaternary Science Reviews. 2017. Vol. 166. P. 266–288. DOI:10.1016/j.quascirev.2016.12.002.

6. Core Writing Team, Pachauri R.K. Reisinger A. (Eds). IPCC, 2007: Climate Change 2007. Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Geneva, Switzerland: IPCC, 2007. 104 p.

7. Ендрихинский А.С. Последовательность основных геологических событий на территории Южной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. К XI Конгрессу INQUA в СССР, Москва, 1982 / Ред. Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука, 1982. С. 6–35.

8. Куклина С.Л., Воробьева Г.А. Палеоэкологические условия почвообразования и осадконакопления на высокой пойме реки Белой (Западное Прибайкалье) // Известия Иркутского государственного университета. Серия Биология. Экология. 2019. Т. 29. С. 73–87. DOI:10.26516/2073-3372.2019.29.73.

9. Голубцов В.А., Опекунова М.Ю. Строение и хронология формирования пойменных отложений рек бассейна р. Белая (Верхнее Приангарье) // Геоморфология. 2022. Т. 53. № 4. С. 42–55. DOI: 10.31857/S0435428122040046.

10. Мезолит Верхнего Приангарья. Ч. 1: Памятники Ангаро-Бельского и Ангаро-Идинского районов / Ред. Г.И. Медведев. Иркутск: Изд-во Иркутского университета, 1971. 241 с.

11. Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука, 1979. 288 с.

12. Losey R.J., Nomokonova T. (Eds). Holocene zooarchaeology of Cis-Baikal. Mainz: Nünnerich-Asmus Verlag & Media, 2017. 144 p.

13. Савельев Н.А., Уланов И.В. Керамика эпохи неолита мультислойчатого местонахождения Горелый Лес (Южное Приангарье) // Известия ИГУ. Серия Геоархеология. Этнология. Антропология. 2018. Т. 26. С. 46–85. DOI:10.26516/2227-2380.2018.26.46.

14. Лексакова В.Д. Максимальный сток рек бассейна р. Ангары. Новосибирск: Наука, 1987. 136 с.

15. Воскресенский С.С. Геоморфология СССР. М.: Высшая школа, 1968. 368 с.

16. Золотарев А.Г., Белоусов В.М. Карта новейшей тектоники Восточной Сибири. М-б 1:1500000. Объяснительная записка. Иркутск, 1981. 114 с.

17. Атлас Иркутской области: Экологические условия развития / Ред. В.В. Воробьев, А.Н. Антипов, В.Ф. Хабаров. М.–Иркутск, 2004. 90 с.

18. Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО). URL: https://gmvo.skniivh.ru (дата обращения: 23.02.2021).

19. Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 1965. 263 с.

20. Голубцов В.А., Опекунова М.Ю., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю. Эоловые процессы в лесостепных ландшафтах Верхнего Приангарья в голоцене // География и природные ресурсы. 2020. № 4. С. 142–151. DOI:10.21782/GIPR0206-1619-2020-4(142-151).

21. Ryzhov Yu.V., Golubtsov V.A. Paleocryogenesis and erosional landform development in the Baikal region, Siberia, during the second half of the Late Pleistocene and the Holocene // Archaeological Research in Asia. 2021. Vol. 26. 100277. DOI:10.1016/j.ara.2021.100277.

22. Ламакин В.В. О динамической классификации речных отложений // Землеведение: Сборник Московского общества испытателей природы. Новая серия / Ред. Чикишев А.Г. М.: Изд-во Московского университета, 1950. Т. 3 (43). 240 с.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛАНДШАФТОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПРИБАЛТИКИ В БЁЛЛИНГЕ – СРЕДНЕМ ДРИАСЕ

О.А. Дружинина[1], А.И. Рудинская[2], К.Г. Филиппова[2], Л.И. Лазукова[2], А.А. Гольева[2], Н.Б. Лаврова[3], А.А. Бурко[4], И.Н. Сходнов[4]

[1] Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, г. Санкт-Петербург, Россия, olga.alex.druzhinina@gmail.com

[2] Институт географии РАН, г. Москва, Россия

[3] Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, Россия

[4] НИЦ «Прибалтийская археология», г. Калининград, Россия

Аннотация. Для реконструкции эволюции природной среды Юго-Восточной Прибалтики проанализированы отложения разреза Куликово (Самбийский полуостров, Калининградская область). Предположительно, в разрезе Куликово вскрыты донные отложения одного из мелководных приледниковых водоемов, существовавших вдоль края ледника на месте современного побережья

Балтики в финале плейстоцена. Имеющиеся на данный момент датировки позволяют относить разрез Куликово к позднеледниковью. На данном этапе исследований наиболее детально изучен рубеж бёллинг – средний дриас.

Ключевые слова: палеолимнология; палеоклимат; палеоботаническая реконструкция; позднеледниковье; Юго-Восточная Прибалтика

CONDITIONS OF LANDSCAPE FORMATION OF THE SOUTH-EASTERN BALTICS IN BØLLING-MIDDLE DRIAS TRANSITION

O.A. Druzhinina[1], A.I. Rudinskaya[2], K.G. Filippova[2], L.I. Lazukova[2], A.A. Golyeva[2], N.B. Lavrova[3], A.A. Burko[4], I.N. Skhodnov[4]

[1] Herzen State Pedagogical University, Saint Petersburg, Russia

[2] Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[3] Institute of Geology, Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia

[4] Baltic Archaeology Research Centre, Kaliningrad, Russia

Abstract. We analyzed the deposits of the Kulikovo section (Sambian Peninsula, Kaliningrad region) to reconstruct the palaeoenvironmental evolution of the South-East Baltic. Presumably, the Kulikovo section exposes the bottom sediments of the shallow reservoir existed along the edge of the glacier in the Late Pleistocene at the place of the modern Baltic coastline. The currently available dates allow us to attribute the Kulikovo section to the Late Glacial. At this stage of research, the Bølling – Middle Dryas transition is studied in the most detail.

Keywords: paleolimnology; palaeoclimate; paleobotanical reconstruction; Late Glacial; South-Eastern Baltic

Юго-Восточная часть Прибалтики относится к территориям, покрытым ледниковым покровом во время максимума валдайского оледенения. С начала дегляциации в конце позднего плейстоцена и в раннем голоцене природная среда этого региона претерпевала значимые изменения [1–4]. Отдельного внимания заслуживает вопрос изменения береговой линии Балтийского моря. Обнаруженные на значительных глубинах древнебереговые линии, соотносимые с Иольдиевой и Анциловой стадиями Балтийского моря [5], демонстрируют, что в раннем голоцене в Юго-Восточной Прибалтике суше принадлежала ныне затопленная полоса шириной в несколько десятков километров. В связи с этим комплексное изучение разреза Куликово, расположенного на абразионном уступе северо-восточной части Самбийского полуострова и вскрывающего отложения приледникового водоема, возникшего на этапе деградации последнего ледника, позволит получить дополнительные данные об условиях формирования ландшафтов этого региона на рубеже позднего плейстоцена и голоцена.

Отложения разреза были изучены методами комлексного литологического (определение гранулометрического состава, расчет содержания органического вещества и карбонатных соединений, определение удельной магнитной восприимчивости), диатомового, спорово-пыльцевого, фитолитного и геохронологического анализа. Наиболее полно в настоящий момент охарактеризована смена условий осадконакопления и экологические особенности палеоводоема и окружающей его территории для временного интервала 14300 – 13900 л. н.

В обозначенное время просматривается чередование этапов в развитии палеоводоема и его биоты, вероятно отражающее климатические колебания при переходе от теплых условий бёллинга к похолоданию среднего дриаса, а также связанные с этим эрозионные процессы. На самой ранней

стадии формирования водоема наблюдается довольно высокое поступление терригенного материала в акваторию. Содержание органического вещества и карбонатов невелико, диатомовые ассоциации не формировались, что может свидетельствовать о довольно низкой биопродуктивности. Затем биопродуктивность заметно возрастает и формируется пресноводный эвтрофный водоем небольшой глубины. Появляются диатомовые, видовой состав которых указывает на щелочные условия существовавшего палеоводоема, его повышенноую минерализацию и довольно большое содержание кальция в воде (64 % всех створок составляет вид *Pseudostaurosira brevistriata*). На следующем этапе отмечается увеличение доли крупного материала, трофический статус водоема меняется на мезотрофный, однако пресноводные щелочные условия и небольшая глубина сохраняются. Затем водная среда приобретает кислую реакцию (о чем свидетельствует резкое преобладание вида *Gyrosigma attenuatum* – 66.6 % всех створок). На следующем этапе развития палеоводоема происходит его защелачивание, биопродуктивность диатомовых водорослей увеличивается, трофический статус по-прежнему можно охарактеризовать как мезотрофный. Продолжается значимый привнос терригенного материала. Среди диатомей преобладают виды-обрастатели, главным образом пресноводный эфтрофный алкафильный вид *Pseudostaurosira brevistriata* (10–17 %) и пресноводный мезотрофный алкафильный вид *Staurosira ovata* (11–19 %).

Корреляция данных палинологического и микробиоморфного анализа предоставляет сведения о растительном покрове территорий, прилегающих к водоему. Образцы в самой нижней части разреза содержат незначительное количество пыльцы и спор, при этом определены *Pinus*, *Betula*, *Artemisia*, Cyperaceae, *Selaginella selaginoides*. Далее по разрезу количество пыльцы возрастает, преобладает пыльца древесных пород (*Pinus*, *Betula*). При том, что низкая насыщенность осадков пыльцой сохраняется, обнаружены фитолиты хвойных пород деревьев, что может говорить в пользу локального распространения древесной растительности. Фитолиты двудольных и однодольных растений, злаков, в совокупности с данными палинологического анализа, свидетельствуют о разнообразии травянистых сообществ. В изученных отложениях преобладает пыльца *Poaceae*, *Cyperaceae*, в меньшей степени – *Artemisia*, Chenopodiaceae. Наиболее часто встречается пыльца Apiaceae, Caryophullaceae, *Thalictrum*, Asteraceae, *Helianthemum*, Rosaceae (Dryas), споры *Selaginella selaginoides*. О повышении обводненности территории на определенном этапе может свидетельствовать увеличивающееся содержание пыльцы рода *Ranunculus*, о чем косвенно свидетельствуют и более частые находки спикул губок – обитателей проточных вод, выявленные в процессе микробиоморфного анализа. Интересно отметить, что с определенной глубины в образцах увеличивается содержание очень мелких минеральных частиц. Возможно, это связано с усилением эрозионных процессов при похолодании среднего дриаса, о чем свидетельствует также некоторый рост пыльцы *Artemisia* и Chenopodiaceae. Почти постоянное присутствие гелиофитов (*Juniperus*, *Helianthemum*) в спорово-пыльцевом спектре свидетельствует о несомкнутости растительного покрова в изучаемый период.

Дальнейшие исследования позволят уточнить полученные данные, однако уже сейчас можно констатировать, что результаты изучения нижней части разреза Куликово отражают палеотемпературный тренд на похолодание, имевший место около 14 000 кал. л. н., и связанные с этим изменения природных компонентов.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда, грант № 22-17-00113 «Критические рубежи и палеоклиматические события позднего плейстоцена и голоцена и их роль в формировании природно-культурных ландшафтов Юго-Восточной Прибалтики».

1. Seppä H., Poska A. Holocene annual mean temperature changes in Estonia and their relationship to solar insolation and atmospheric circulation patterns // Quaternary Research. 2004. Vol. 61. Iss. 1. P. 22–31. DOI:10.1016/j.yqres.2003.08.005.

2. Heikkilä M., Seppä H. Holocene climate dynamics in Latvia, eastern Baltic region: a pollen-based summer temperature reconstruction and regional comparison // Boreas. 2010. Vol. 39. Iss. 4. P. 705–719. DOI:10.1111/j.1502-3885.2010.00164.x.

3. Veski S., Seppä, H., Stančikaitė M., Zernitskaya V., Reitalu T., Gryguc G., Heinsalu A., Stivrins N., Amon L., Vassiljev J., Heiri O. Quantitative summer and winter temperature reconstructions from pollen and chironomid data between 15 and 8 ka BP in the Baltic-Belarus area // Quaternary International. 2015. Vol. 388. P. 4–11. DOI:10.1016/j.quaint.2014.10.059.

4. Druzhinina O., Kublitskiy Y., Stančikaitė M., Nazarova L., Syrykh L., Gedminienė L., Uogintas D., Skipityte R., Arslanov Kh., Vaikutienė G., Kulkova M., Subetto D. The Late Pleistocene – Early Holocene palaeoenvironmental evolution in the SE Baltic region: a new approach based on chironomid, geochemical and isotopic data from Kamyshovoe Lake, Russia // Boreas. 2020. Vol. 49. Iss. 3. P. 544–561. DOI:10.1111/bor.12438.

5. Kabailiné M. The Baltic Ice Lake and Yolda Sea stages, based on data from diatom analysis in the Central, South-Eastern and Eastern Baltic // Quaternary International. 1995. Vol. 27. P. 69–72. DOI:10.1016/1040-6182(94)00062-A.

ИТОГИ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА АККУМУЛЯЦИЕЙ ПЫЛЕВЫХ ЧАСТИЦ В ЛАНДШАФТАХ ЮГО-ВОСТОКА ПОДТАЙГИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Н.С. Евсеева, З.Н. Квасникова, М.А. Каширо

Томский государственный университет, г. Томск, Россия, zojkwas@rambler.ru

Аннотация. В статье приводятся результаты десятилетних наблюдений за интенсивностью и динамикой осаждения атмосферной пыли на юго-востоке подтайги Западно-Сибирской равнины с использованием метода пылеуловителей. Осаждение эолового осадка из воздушного потока неоднородно в разные годы и в разных урочищах сельскохозяйственных угодий. Установлено, что интенсивность аккумуляции эоловых частиц в основном обусловлена местной циркуляцией атмосферы, снежностью зим, состоянием агрофона (травы, зябь, стерня), методами обработки почвы и ухода за культурами, движением транспорта по грунтовым дорогам. В эоловом осадке в пылеуловителях исследуемого региона выявлено значительное содержание гумуса – до 10.5 %.

Ключевые слова: эоловые отложения; пылеуловитель; Томская область

THE RESULTS OF OBSERVATIONS OF THE ACCUMULATION OF DUST PARTICLES IN THE LANDSCAPES OF THE SOUTHEAST OF THE SUBTAIGA OF THE WEST SIBERIAN PLAIN

N.S. Evseeva, Z.N. Kvasnikova, M.A. Kashiro

Tomsk State University, Tomsk, Russia

Abstract. The article presents the results of 10 years of observations of the intensity and dynamics of atmospheric dust deposition in the southeast of the subtaiga zone of the West Siberian Plain using the dust collector method. The deposition of aeolian sediment from the airflow is not uniform in different years and in different tracts of agricultural land. It has been established that the intensity of accumulation of aeolian particles is due to the local circulation of the atmosphere, the snowiness of winters, the state of the agricultural background (grass, stubble and stubble), methods of tillage and care of crops, traffic on dirt roads. In the aeolian sediment in the dust collectors of the study region, a significant content of humus was revealed – up to 10.5 %.

Keywords: aeolian deposits; dust accumulator; Tomsk Region

Процессы рельефообразования, обусловленные деятельностью ветра, проявляются во всех природных зонах, но наиболее интенсивны они в аридных областях. Эоловая денудация – разрушительная работа ветра выражается в выдувании, раздувании рыхлого песчаного, пылеватого и глинистого материала, а также в корразии, последняя производится воздушным потоком, насыщенным песком. Как показали исследования, основная масса песчинок переносится в слое на высоте от 0.1–0.5 до 1–4 м от земли [1–3]. Пылеватые частицы (от 0.001 до 0.05 мм) и глинистые (<0.001 мм) составляют главную часть твердого эолового потока. Высота подъема пыли зависит от синоптических условий, скорости ветра, от состояния поверхности почвы и покрытия ее растительностью, вследствие чего данные о высоте подъема пыли разнятся: до 1–2 км [2], до 5–6 км [4]; пыль может насыщать тропосферу и даже выходить за ее пределы.

Транспортирующая деятельность ветра огромна: процесс переноса ветром частиц обломочного материала можно назвать планетарным, так как они переносятся на большие расстояния по всему земному шару. Например, пыль из Сахары долетает до Бразилии и юго-востока США [5], а пыль из пустыни Гоби, содержащая фосфор, достигает хребта Сьерра-Невада в восточной части Калифорнии в США, что способствует развитию лесной растительности, в том числе знаменитых секвой [6].

Выпадение пыли оказывает большое влияние на окружающую среду и здоровье человека, вследствие чего изучение атмосферных выпадений привлекает внимание ученых многих стран. Аспекты изучения разнообразны: от выявления очагов возникновения и географии распространения эоловых процессов, механизмов их развития до интенсивности аккумуляции пыли, ее гранулометрического, химического, минералогического состава, влияния на компоненты ландшафтов и здоровье человека [7–10].

Согласно А.Н. Сажину и др., актуальны в настоящее время две проблемы: скорость эоловой планации и пространственная межгеосферная миграция вещества или направление перемещения минеральной взвеси при сильных пыльных бурях и ураганах, ее выпадение из двухфазового потока и аккумуляция на подстилающей поверхности. При решении названных проблем выделены экзодинамические зоны современной дефляции и потоки эоловой миграции вещества на равнинах умеренного пояса Евразии [11, 12], где выпадение атмосферной пыли из воздушных потоков приходится на лесные районы юго-восточной и центральной части Западно-Сибирской равнины, в том числе и на территории Томской области. Изучение атмосферных выпадений на этой территории проводится, но до настоящего времени недостаточно изучена интенсивность выпадения аэрозолей в течение холодного и теплого времени года.

Цель данной работы – оценка интенсивности и динамики осаждения пыли с применением метода пылеуловителей на юго-востоке подтайги Западно-Сибирской равнины. Объект исследования – ландшафты бассейна р. Басандайка, расположенные в центральной части Томь-Яйского междуречья на территории Томской области. В пределах бассейна развиты сельскохозяйственные, селитебные, лесные и другие ландшафты. В агропроизводство вовлечены в основном суглинистые разновидности серых лесных почв.

Для определения интенсивности осаждения пыли из воздушных масс в результате проявления местной (повседневной) эрозии и выдувания почвы зимой вместе со снегом, а также привноса пыли из других регионов использован метод, разработанный М. Рехейс из Геологической службы США. Метод заключается в установке простой, надежной ловушки для пыли, которая периодически очищается. Ловушка представляет собой кастрюлеобразную емкость, установленную на высоте около 2 м над поверхностью земли. Стеклянные шарики помещены на сетку, которая установлена на 3–4 см ниже края емкости. Высота в 2 м устраняет бóльшую часть сальтирующего песка. Шарики создают эффект щебнистой поверхности, которая препятствует выдуванию пыли, осевшей на дно емкости. В лабораторных условиях образец медленно сушат при температуре около 35 °С; грубые органические вещества также удаляются во время этого процесса. Остальные минеральные вещества могут быть взвешены. Согласно М. Рехейс, суммарный эоловый поток определяется как скорость осаждения материала в граммах на м^2 в год [13].

Пылеуловители размещаются в разных урочищах бассейна р. Басандайка – на наветренном склоне пашни, в сосновой и березовой лесополосе, в кедровом и кедрово-пихтовом лесу. Наблюдения с применением вышеуказанного метода проводятся авторами с 2013 г. Осаждение эолового осадка из воздушного потока неоднородно в разные годы и в разных урочищах сельскохозяйственных угодий (таблица). Различия в интенсивности осаждения пыли обусловлены такими факторами, как изменение режима и скорости ветра, связанное с местной (локальной) циркуляцией атмосферы, снежностью зим, состоянием агрофона в случае зимнего выдувания почв; в теплый период года существенное влияние на осадконакопление оказывают обработка почвы, уход за сельхозкультурами и движение транспорта по грунтовым дорогам.

В целом по данным наблюдений за 2013–2022 гг. интенсивность аккумуляции пыли в холодный период изменялась от 0.0005 до 0.4980 г/м^2 в сутки, а в среднем составила 0.116 г/м^2 в сутки. В теплый период года интенсивность аккумуляции за названный период варьировалась от 0.09 до 1.97 г/м^2, составив в среднем 0.701 г/м^2 в сутки.

Согласно данным З. Кукала [14], средняя для всего мира скорость седиментации составляет 0.1–1.0 мм/1000 лет, т.е. она варьируется от 0.0001 до 0.0010 мм/год, а данные о прямых наблюдениях и расчетах среднегодовой скорости эоловой аккумуляции за историческое время в пустынях, полупустынях и степях дают цифры от 0.1 до 3.0 см/год [14]. В семиаридных областях США

Примеры аккумуляции атмосферных выпадений на юго-востоке Томской области в теплый и холодный период года

Годы наблюдения, ландшафт	Количество суток	Аккумуляция эолового осадка г/м^2	г/м^2 в сутки
Холодный период года			
Сосновая лесополоса			
2013–2014	135	2.1	0.016
2014–2015	151	4.7	0.031
2016–2017	178	6.7	0.037
2021–2022	197	3.9	0.019
Березовая лесополоса			
2016–2017	199	35.5	0.178
2021–2022	209	66.5	0.318
Кедровый лес			
2013–2014	166	17.2	0.104
2014–2015	151	20.6	0.137
2018–2019	179	17.6	0.098
Наветренный склон пашни южной экспозиции			
2013–2014	135	0.7	0.005
2014–2015	151	4.1	0.024
Теплый период года			
Кедровый лес			
2015	51	4.8	0.09
2017	60	16.1	0.269
2019	181	36.5	0.201
Сосновая лесополоса			
2016	172	91.9	0.534
2018	157	29.9	0.19
2022	182	47.1	0.259
Березовая лесополоса			
2017	124	188.1	1.517
2018	157	27.0	1.72
2022	113	222.9	1.972
Наветренный склон пашни южной экспозиции			
2015	47	2.9	0.061

скорость седиментации изменяется от 50 до 300 см/1000 лет, т.е. от 0.5 до 3.0 мм в год. Сравнение перечисленных данных свидетельствует о том, что скорость аккумуляции пыли на юго-востоке подтаежной зоны Западно-Сибирской равнины сравнима с таковыми в семиаридных районах США и в степях.

В эоловом осадке в пылеуловителях исследуемого региона, доказывающем в основном местное происхождение пылевых частиц, выявлено значительное содержание гумуса, особенно в пылеуловителях, установленных в лесополосах, – до 10.5 %. По данным исследований российских и американских ученых для осевых частей лесополос характерно усиление гумусового аккумулятивного процесса, что проявляется в пространственных трендах изменения запасов органического углерода в слое 0–30 см [15]. По мнению авторов, этому способствует и деятельность ветра, поскольку лесополосы являются препятствием на пути движения потока воздуха, насыщенного пылью, и происходит ее выпадение в пределах лесополос [16]. Вместе с пылью в пределах лесополос осаждается и гумус.

1. Аристархова Л.Б. Эоловые процессы и морфолитогенез // Динамическая геоморфология / Ред. Г.С. Ананьева, Ю.Г. Симонова, А.И. Спиридонова. М.: Изд-во МГУ, 1992. С. 323–351.

4. Грингоф И.Г., Клещенко А.Д. Основы сельскохозяйственной метеорологии. Т. 1: Потребность сельскохозяйственных культур в агрометеорологических условиях и опасные для сельскохозяйственного производства погодные условия: Учебное пособие для вузов. Обнинск, 2011. 808 с.

5. Долгилевич М.И. Пыльные бури и агролесомелиоративные мероприятия. М.: Колос, 1978. 159 с.

3. Горшков С.П. Концептуальные основы геоэкологии. М.: Желдориздат, 2001. 592 с.

2. Говорушко С.М. Эоловые процессы и их роль в жизни общества // Геоморфология. 2007. № 3. С. 37–46.

10. Пустыня Гоби удобряет Калифорнию // Наука и жизнь. Июль, 2017. № 7. URL: https://www.nkj.ru/archive/articles/31704/ (дата обращения 10.03.2023).

6. Евсеева Н.С., Квасникова З.Н., Каширо М.А., Батманова А.С. Современный эоловый морфолитогенез холодного периода года на юго-востоке зоны подтайги Западно-Сибирской равнины // Геосферные исследования. 2017. № 2. С. 6–13. DOI:10.17223/25421379/3/1.

8. Евсеева Н.С., Язиков Е.Г., Квасникова З.Н., Батманова А.С., Бучельников В.С. Современный эоловый морфолитогенез: изученность, региональные проявления // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331. № 11. С. 96–107.

14. Lancaster N. Aeolian features and processes // Geological Monitoring / R. Young, L. Norby (Eds). Boulder, Colorado: GSA, 2009. P. 1–25. DOI:10.1130/2009.monitoring(01).

15. Munroe J.S. Properties of modern dust accumulating in the Uinta Mountains, Utah, USA, and implications for the regional dust system of the Rocky Mountains // Earth Surface Processes and Landforms. 2014. Vol. 39. Iss. 14. P. 1979–1988. DOI:10.1002/esp.3608.

11. Сажин А.Н., Васильев Ю.И. Географические закономерности современной дефляции в степях Восточной Европы и Западной Сибири // Геоморфология. 2003. № 1. С. 80–93.

12. Сажин А.Н., Васильев Ю.И., Чичагов В.П., Ларионов Г.А. Эоловый морфолитогенез и современный климат Евразии (Ст. 1. Динамика атмосферы, блокирующие и эоловые процессы) // Геоморфология. 2012. № 3. С. 10–20.

16. Reheis M.S. Dust deposition in Nevada, California, and Utah, 1984–2002. U.S. Geological Survey Open-File Report 03–138. 2003. 11 p. DOI:10.3133/ofr03138.

9. Кукал З. Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987. 246 с.

13. Чендев Ю.Г., Соэр Т.Д., Геннадиев А.Н., Новых Л.Л., Петин А.Н., Петина В.И., Заздравных Е.А., Буррас С.Л. Накопление органического углерода в черноземах (моллисолях) под полезащитными лесными насаждениями в России и США // Почвоведение. 2015. № 1. С. 49–60. DOI:10.7868/S0032180X15010037.

7. Евсеева Н.С., Квасникова З.Н., Каширо М.А., Батманова А.С. Стадийность развития эоловых процессов в агроландшафтах бассейнов малых рек Томской области в холодный период года // Известия Саратовского университета. Новая серия. Серия: Науки о Земле. 2018. Т. 18. № 2. С. 80–87. DOI:10.18500/1819-7663-2018-18-2-80-87.

ДИНАМИКА МОРСКИХ БЕРЕГОВ АБХАЗИИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 80 ЛЕТ

Е.А. Еременко[1], Г.А. Кажукало[1], Ю.Н. Фузеина[1], Р.Ю. Жиба[2], Р.С. Дбар[2]

[1] Московский государственный институт им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, eremenkoeaig@gmail.com

[2] Институт экологии АН Абхазии, г. Сухум, Абхазия

Аннотация. По результатам дешифрирования данных дистанционного зондирования с 1943 г. с использованием материалов полевых наблюдений (2022 г.) установлены основные тенденции изменения положения береговой линии на ключевых участках в районе городов Гагры, Пицунды, Гудауты, Нового Афона и Сухума. Выполнена количественная оценка величины смещения положения уреза, и указаны вероятные причины наблюдающихся трендов. Дана характеристика последствий гидротехнического строительства в береговой зоне, и оценена эффективность существующих берегозащитных конструкций.

Ключевые слова: абразия; Черное море; берегозащитные сооружения; береговая линия

DYNAMICS OF THE SEA COASTS OF ABKHAZIA OVER THE LAST 80 YEARS

E.A. Eremenko[1], G.A. Kazhukalo[1], Yu.N. Fuzeina[1], R.Yu. Zhiba[2], R.S. Dbar[2]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

[2] Institute of Ecology, Academy of Sciences of Abkhazia, Soukhumi, Abkhazia

Abstract. Based on the results of interpretation remote sensing data since 1943 using field observations (2022), the main trends in the change in the position of the coastline in key sites in the area of the Gagry, Pitsunda, Gudauta, New Aphon and Sukhum were established. A quantitative assessment of the magnitude of the shift in the position of the shoreline was made and the probable causes of the observed trends were indicated. The characteristics of the consequences of hydrotechnical construction in the coastal zone are given and the effectiveness of existing coastal protection structures is assessed.

Keywords: abrasion; Black sea; coastal protection structures; coastline

Береговая зона Абхазии имеет протяженность 204 км и простирается от устья р. Псоу (граница с Российской Федерацией) до устья р. Ингур (граница с Грузией). Бальнеологические и рекреационные ресурсы Абхазии трудно переоценить. До начала войны 1992–1993 гг. в Абхазию на отдых ежегодно приезжали миллионы туристов не только из республик СССР, но и из-за рубежа. В середине 90-х гг. поток туристов значительно сократился. В настоящее время их число стремительно

возрастает, а туристическая отрасль вступила в новый (послевоенный) этап развития – этап разумного сочетания экономических, рекреационных и экологических интересов. Прибрежное расположение большей части территории Абхазии и высокая рекреационная привлекательность привели к тому, что к началу третьего тысячелетия большая часть побережья вовлечена в хозяйственную деятельность. Значительные площади охвачены курортным хозяйством, обособлены селитебные, сельскохозяйственные и заповедные территории [1].

Развитие морских берегов, предопределенное природными факторами и испытывающее влияние антропогенной деятельности, оказывает непосредственное воздействие на природопользование в прибрежной зоне. Береговая зона Абхазии с середины XX в. являлась одним из главных ключевых участков, где были впервые описаны многие закономерности развития морских берегов в условиях продолжающегося неотектонического поднятия и активного вмешательства человека в функционирование береговых морфолитодинамических систем [2–4]. Во второй половине XX в. на берегах Абхазии было возведено большое количество инженерных сооружений для защиты берегов от абразии, сохранения и формирования пляжей – основного ресурса курортно-пляжной рекреации [4, 5]. В частности, именно в г. Гагра в 1980-х гг. была впервые на Черноморском побережье успешно применена технология искусственного пляжеобразования [4, 5]. Вмешательство человека в развитие береговой зоны отразилось на динамике берегов и их морфологии. Спровоцированная аккумуляция на отдельных участках береговой зоны вызвала активизацию абразии на соседних, а значительная часть побережья курортных городов (кроме г. Пицунда) «оделась» в бетон (были возведены волноотбойные стенки, буны, волноломы и пр.). Однако с начала 1990-х гг. широкомасштабные гидротехнические мероприятия и строительство защитных сооружений в береговой зоне прекратились. Развитие береговых процессов протекает в условиях значительной антропогенной трансформации рельефа береговой зоны (в частности, многие построенные ранее сооружения продолжают частично или полностью выполнять свои функции [6]) и повышения уровня моря [7]. Потенциал резервных отсыпок, произведенных в 1980-х гг., уже во многом исчерпал себя [6], на отдельных участках вновь активизировалась абразия.

Для дополнения и уточнения существующих представлений о динамике черноморских берегов в условиях антропогенного вмешательства с использованием результатов дистанционного зондирования и полевых наблюдений была оценена динамика береговой линии за период с 1943 по 2022 г. Исследования проводились на пяти ключевых участках (Гагрский, Пицундский, Новоафонский, Гудаутский и Сухумский), общая протяженность береговой линии которых составляет 68 км. При дешифрировании положения береговой линии в разные годы были использованы космические снимки Люфтваффе (1943 г.), Corona (1965 и 1979 гг.), снимки высокого разрешения из открытых источников (2005 и 2022 гг. – WorldView и Quickbird), результаты лидарной съемки (2014 г.) и данные съемки положения уреза с помощью GPS и DGPS приемников (полевые работы выполнены зимой 2022 г.). Весь набор снимков был подгружен и привязан в ГИС-среде в координатной системе WGS 84 UTM37N. Для ключевых участков путем оцифровки положения уреза воды было получено шесть разновременных береговых линий и выполнена оценка общего тренда в их смещении (в сторону моря/в сторону суши) за период с 1943 г.

Выявленные закономерности в динамике береговой линии во многом предопределены тремя главными условиями и факторами развития береговой зоны Абхазии: ориентацией берега по отношению к преобладающим в зимний (штормовой) сезон волнам (западные и южные румбы [5]), геолого-геоморфологическим строением побережья (включая подводный береговой склон) и близостью к устьям крупных рек.

Геоморфологическое строение прибрежной зоны Абхазии характеризуется чрезвычайной мозаичностью [8]. На участке от устья р. Псоу до г. Гагры непосредственно в береговую зону выходят отроги Главного Кавказского хребта (хр. Гагрский, Бзыбский), сложенные осадочными, в основном карбонатными, породами юрской и меловой системы, смятыми в складки с углами падения до 40–50°. Ширина полосы прибрежной низменности (голоценовой морской террасы) не превышает 100 м, чаще она вообще отсутствует. Далее к югу и до вершины Пицундской бухты побережье

низменное, местами лежащее ниже уровня моря. Ширина поздненеоплейстоцен-голоценовых аллювиально-морских террас, сформированных преимущественно в результате накопления наносов, выносимых р. Бзыбью, достигает 3 км. Вследствие аккумуляции здесь был сформирован крупный аккумулятивный выступ – Пицундский полуостров. От с. Лдзаа до с. Мгудзырхуа к берегу обрывается клифами Мюссерская возвышенность с фоновыми отметками водоразделов от 50–60 до 150–200 м. Возвышенность сложена неогеновыми конгломератами (молассами), смятыми в складки с углами падения пластов от 15 до 30°. На участке от устья р. Мчишта до устья р. Гудоу прибрежная полоса представлена лестницей среднепоздненеоплейстоценовых морских террас, на отдельных участках выделяется и голоценовый уровень. Эти обширные пологонаклонные к морю поверхности (максимальная суммарная ширина около 4 км) образованы в результате аллювиально-морской аккумуляции наносов, выносимых р. Хипстой, местами они являются цокольными. Далее к югу до восточной окраины с. Нижняя Эшера рельеф побережья представляет собой эрозионно-денудационную равнину, сформированную в четвертичное время на палеогеновых (в меньшей степени – неогеновых) осадочных породах, смытых в складки с углами падения пластов до 25–30°. Морские и аллювиально-морские террасы на данном участке отсутствуют, за исключением небольшого фрагмента к западу от устья р. Мсракуара, где выражен поздненеоплейстоценовый террасовый уровень (ширина его не превышает 0.5 км). От восточной окраины с. Нижняя Эшера и до устья р. Басла побережье представляет собой ступенчатую и наклоненную в целом к югу аллювиально-морскую равнину, сложенную речными и морскими наносами, накопившимися в устьевой области р. Гумиста. Как и в случае р. Бзыбь, сток наносов р. Гумиста существенно превышает (и превышал в геологическом прошлом) емкость вдольберегового потока наносов в береговой зоне, что стало причиной формирования здесь еще одного крупного аккумулятивного выступа – Сухумского полуострова. От устья р. Басла и до устья р. Мачара морские террасы поздненеоплейстоцен-голоценового возраста представлены узкой полосой (вместе не более 150 м, чаще – до 100 м). Они прислонены к древнему абразионному уступу, выработанному в неогеновых конгломератах, в значительной степени выположенному. Для подходящей близко к прибрежной полосе эрозионно-денудационной возвышенности характерны фоновые отметки гребней от 150 до 250 м, пласты неогеновых пород залегают преимущественно моноклинально (с падением в сторону моря под углом 15–25°). Южнее устья р. Мачара и до устья р. Ингур берег по большей части низменный. Эта часть побережья относится к северо-западному краю Колхидской низменности, существенно расширяющейся уже на территории Грузии. В строении побережья отчетливо выделяется лестница морских террас среднепоздненеоплейстоценового и голоценового возраста, суммарная ширина которых достигает 6 км. Наиболее широки голоценовые уровни в районе устья р. Кодор (крупнейшая река Абхазии по объему твердого стока [9]) (до 3 км), где они формируют Кодорский аккумулятивный дельтовый выступ. Речной сток – основной источник наносов в береговой зоне Абхазии, его изменчивость вдоль контура побережья является одной из главных причин формирования изрезанности береговой линии моря на приустьевых участках (формирования аккумулятивных дельтовых выступов). Для крупных рек Абхазии (Бзыбь, Хипста, Гумиста, Кодор, Ингур) характерно дождевое и снеговое питание, максимальные расходы наблюдаются в период весеннего снеготаяния и во время дождевых паводков. Реки выносят на приустьевое взморье большое количество наносов, в дальнейшем вовлекаемых в поперечное и продольное перемещение в береговой зоне, часть их теряется в подводных каньонах [10].

Морфология берегов Абхазии характеризуется большим разнообразием, что связано с описанной выше мозаичностью природных и техногенных факторов их формирования. Можно выделить следующие морфогенетические типы берегов: абразионные с клифами и уступами размыва (около 25 % от суммарной протяженности береговой зоны), абразионно-денудационные (с отмершим клифом, около 2 %), абразионно-аккумулятивные (с уступом размыва и пляжем полного профиля, около 29 %), аккумулятивные (около 24 %, в т.ч. лагунные) и техногенные (около 20 %, берега большей части курортных городов) [11].

Результаты дешифрирования материалов дистанционного зондирования с 1943 г. позволяют заключить, что положение береговой линии на ключевых участках испытывало смещение в диапазоне от +60 до –60 м, при этом экстремальные значения характерны для приустьевых или антропогенно измененных участков береговой зоны. Необходимо отметить, что изменение пространственного положения береговой линии далеко не всегда сопровождается изменением ширины пляжа. В естественных условиях береговая линия может смещаться в сторону суши, а ширина пляжа при этом не меняется. Такие условия характерны, в частности, для низменных юго-западных берегов дельтовых выступов в отсутствие берегозащитных конструкций (к примеру, для побережья в районе с. Алахадзы). С другой стороны, смещение береговой линии в сторону суши, выявленное на многих участках техногенных берегов (укрепленных волноотбойными стенками в комплексе с бунами, иногда волноломами), всегда сопровождается сокращением ширины пляжей.

За период с 1943 г. для обследованных ключевых участков выявлены следующие тенденции изменения положения береговой линии:

1. На Гагрском ключевом участке береговая линия стабильна (±5–10 м) на участке к северо-западу от устья р. Репруа (берега абразионные, с клифами, выработанными в мезозойских карбонатных породах, и волноотбойными стенками, пляжей практически нет) и в районе центральной части города (ж/д ст. Гагрипш). Береговая линия сместилась в сторону моря на 20–40 м в районе Приморского парка, где берег подпитывается пляжеобразующими наносами со стороны устья р. Жвавы-Квары и в сторону суши – в Новой Гагре на 20–40 м, где наблюдается постоянный дефицит наносов из-за их перехвата бунами в районе Новой Колоннады.

2. На Пицундском ключевом участке береговая линия стабильна (±5 м) в районе с. Алахадзы и с. Лдзаа, сместилась в сторону моря на 10–20 м в вершине Пицундской бухты и на восточном берегу мыса Пицунда, а также (до +60 м) непосредственно к северу от устья р. Бзыбь. Береговая линия сместилась в сторону суши к югу от устья р. Бзыбь и в бухте, образованной м. Инкит (–20…–40 м), причиной этого является значительная крутизна подводного берегового склона и наличие на нем подводных каньонов, которые являются ловушками для наносов, поступающих со стоком р. Бзыбь. Берега Мюссерской возвышенности подвержены абразии (пляжи там практически отсутствуют, высота клифов, сложенных конгломератами, достигает 40–45 м), однако размываются медленно – в среднем отступили на 15–25 (местами до 40) м за весь анализируемый период.

3. На Гудаутском ключевом участке береговая линия стабильна (±5–10 м) практически на всем протяжении участка городской застройки, где берег защищен бунами и волноотбойными стенками, сместилась в сторону моря на 20–40 м в районе центра города (в створе мемориала ВОВ) и в сторону суши – к востоку от города, в районе с. Куланырхуа (–20…–40 м). В целом, стабильное состояние береговой зоны связано с наличием сравнительно мелководного шельфа в этой области (Гудаутская банка), а также ее подпиткой наносами с запада, со стороны устья р. Хипста. В то же время следствием перехвата пляжеобразующих наносов бунами берегов Гудауты является низовой размыв – усиление абразии к востоку от города.

4. На Новоафонском ключевом участке береговая линия стабильна (±5–10 м) или сместилась в сторону моря на 20–30 м в районе центра города (из-за устроительства бун здесь образовались достаточно широкие, до 30–35 м, пляжи) и в сторону суши – в восточной части города в районе ж/д ст. Новый Афон (20–30 м, пляж в межбунных карманах практически полностью размыт). Наблюдаемые закономерности смещения береговой линии в Новом Афоне объясняются, прежде всего, строительством берегозащитных сооружений (бун, волноотбойных стен) в течение анализируемого временного интервала. В настоящее время в западной части данного участка берега они продолжают эффективно функционировать, несмотря на то, что их дистальные части частично разрушены или погрузились ниже уровня моря.

5. На Сухумском ключевом участке береговая линия стабильна (±5–10 м) практически на всем протяжении центральной части города и на Сухумском мысу, сместилась в сторону моря на 20–40 м севернее устья р. Гумисты и к западу от грузового порта (из-за накопления наносов перед входным молом), в сторону суши – на юго-западном берегу Сухумского мыса (в районе школы № 12

и Старого Маяцкого кладбища до 20–40 м, местами до 60 м). Особенно интенсивное смещение береговой линии отмечалось здесь в 1943–1979 гг.

Морфология берегов Абхазии определяется сочетанием природных и антропогенных условий и факторов, ведущие из которых в настоящее время – общее тектоническое воздымание побережья, геолого-геоморфологическое строение прибрежной зоны и шельфа, ветроволновой режим, речной сток, повышение уровня моря и гидротехнические сооружения в береговой зоне. Естественная тенденция современного развития берегов – отступание в результате абразии, и лишь на ограниченных участках (в бухтах, образованных дельтовыми выступами) наблюдается аккумуляция, приводящая к выдвижению суши, что подтверждается результатами анализа разновременных снимков.

На участках, где распространены техногенные берега (около 20 % суммарной протяженности береговой линии), за анализируемый период наблюдалось нарастание берега. Однако в ряде мест, из-за исчерпания ресурсов выполненных в конце XX в. отсыпок и скудного поступления пляжеобразующих наносов с речным стоком в последние 20 лет береговая линия смещается в сторону суши (к примеру, в Новой Гагре). Следует ожидать, что в отсутствие отсыпок материала постепенное истирание пляжеобразующих наносов в береговой зоне в ближайшие 20–30 лет приведет к истощению пляжей некоторых курортных городов, расположенных вдали от устьев крупных рек – главных источников наносов в береговой зоне (в частности, в Новом Афоне, в мкр. Турбаза г. Сухум).

Береговая линия испытывает тенденцию к смещению в сторону суши на 55 % от общей протяженности на территории Абхазии. Максимальные скорости отступания характерны для абразионных и абразионно-аккумулятивных берегов юго-западных побережий крупных дельтовых выступов (Пицундский и Сухумский п-ва) и составляют около 0.5–1.0 м/год (за последние 80 лет). Эта тенденция является естественной, однако в середине прошлого столетия она была существенно усилена из-за изъятия речных наносов в устьевых областях крупных рек и строительства в долинах наносоудерживающих конструкций. В настоящее время береговая линия смещается здесь в сторону суши гораздо медленнее, чем в период с 1949 по 1979 г.

1. Лашхия Ш.В. Абхазская АССР: природные ресурсы и хозяйственная практика. Тбилиси: Изд-во Тбилисского университета, 1982. 226 с.

2. Зенкович В.П. Берега Черного и Азовского морей. М.: Географгиз, 1958. 380 с.

3. Кикнадзе А.Г. Динамика пляжей Черного моря в пределах Грузинской ССР в связи с проблемой берегоукрепления: Дис… канд. геогр. наук. Тбилиси, 1970. 331 с.

4. Пешков В.М. Галечные пляжи неприливных морей. Основные проблемы теории и практики. Краснодар: ЭдАрт принт, 2005. 444 с.

5. Балабанов И.П., Никифоров С.П. Гагрский залив. Рекреационный потенциал природно-геологических условий прибрежно-морской зоны. М.: Авторская книга, 2016. 288 с.

6. Еременко Е.А., Жиба Р.Ю., Кузнецов М.А., Болысов С.И. Морфология берегов центральной части Гагрского залива и современные тенденции их развития в условиях повышения уровня моря // Вестник Рязанского государственного университета имени С.А. Есенина. 2022. № 2 (75). С. 149–163. DOI:10.37724/RSU.2022.75.2.015.

7. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее. Севастополь, 2006. 210 с.

8. Разумовский Р.О., Еременко Е.А., Болысов С.И., Фузеина Ю.Н., Боголюбский В.А., Журавлев П.Д., Жиба Р.Ю., Деркач А.А., Бредихин А.В., Дбар Р.С. Рельеф и геоморфологические опасности на территории городов Абхазии // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2023. № 1. С. 65–80. DOI:10.55959/MSU0579-9414.5.78.1.6.

9. Джаошвили Ш.В. Речные наносы и пляжеобразование на Черноморском побережье Грузии. Тбилиси: Сабчота-Сакартвело, 1986. 156 с.

10. Сафьянов Г.А., Меншиков В.Л., Пешков В.М. Подводные каньоны – их динамика и взаимодействие с береговой зоной океана. М.: Изд-во ВНИРО, 2001. 197 с.

11. Ван В.Г., Еременко Е.А., Кажукало Г.А., Котенков А.В., Кузнецов М.А., Смирнова А.П., Смирнова В.В., Смирнова С.В., Авдонина А.М., Алексеева А.И. и др. Морфогенетические типы берегов Абхазии и современные тенденции развития береговой зоны // Исследования молодых географов: Сборник статей участников зимних студенческих экспедиций / Ред. М.С. Савоскул, Н.Л. Фролова. М.: Издатель Ерхова И.М., 2022. С. 33–45.

СТАДИИ РАЗВИТИЯ ФЛЮИДОГЕННЫХ ФОРМ НА ШЕЛЬФЕ ПЕЧОРСКОГО МОРЯ

Е.А. Еременко[1,2], А.В. Кохан[1], Е.А. Мороз[1], А.П. Денисова[1]

[1] Геологический институт РАН, г. Москва, Россия, kkkkk1987@mail.ru
[2] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Аннотация. По результатам многолучевого эхолотирования и высокочастотного сейсмического профилирования, выполненных в рамках рейсов научно-исследовательского судна «Академик Николай Страхов» в 2018–2019 гг., выявлены стадии развития флюидогенного рельефа на дне северной части Печорского моря. Установлено, что в условиях наличия деградирующей многолетней мерзлоты дегазация приводит к последовательному формированию на поверхности дна валов «пучения», рвов и пингоподобных форм разного размера. Неоднократно зафиксированные в районах распространения пингоподобных форм акустические аномалии в водной толще, связанные с подъемом и рассеиванием флюидов, а также хорошая морфологическая выраженность вершинных кратеров и микроформ на склонах пингоподобных поднятий указывают на активную современную динамику флюидогенного рельефа.

Ключевые слова: флюидогенный рельеф; дегазация; сейсмоакустика; многолетняя мерзлота

STAGES OF DEVELOPMENT OF FLUIDOGENIC LANDFORMS ON THE SHELF OF THE PECHORA SEA

E.A. Eremenko[1,2], A.V. Kokhan[1], E.A. Moroz[1], A.P. Denisova[1]

[1] Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract. According to the results of multi-beam echo sounding and high-frequency seismic profiling, carried out as part of the voyages of the research vessel Akademik Nikolai Strakhov in 2018-2019. the stages of development of the fluidogenic relief at the bottom of the northern part of the Pechora Sea were revealed. It has been established that under the conditions of the presence of degrading permafrost, degassing leads to the sequential formation of heaving ramparts, ditches and ping-like forms of various sizes on the bottom surface. Repeatedly recorded acoustic anomalies in the water column in the areas of distribution of ping-like forms associated with the rise and dispersion of fluids, as well as a good morphological expression of apical craters and slope microforms on the slopes of ping-like uplifts, indicate the active modern dynamics of the fluidogenic relief.

Keywords: fluidogenic relief; degassing; seismoacoustics; permafrost

Пингоподобные формы ("pingo-like features", далее – ППФ) относятся к генетическому типу флюидогенных форм и образуются на поверхности шельфа в результате дегазации – процесса поднятия флюидов (в основном метана) из недр Земли вверх по разрезу к поверхности дна и в водную толщу [1]. Впервые ППФ были описаны на шельфе моря Бофорта в 1969 г. [2]. К настоящему моменту эти формы обнаружены и на шельфах Российской Арктики, в частности Баренцевоморском и Карском [3–8], где они представляют собой относительно изометричные поднятия дна высотой от 3–4 до 20–25 м, в поперечнике – от 80–100 до 300–400 м. Несмотря на достаточно широкое распространение ППФ на арктических шельфах, общепринятого мнения о механизме образования этих форм до сих пор нет. Среди основных гипотез происхождения ППФ, фигурирующих в опубликованной научной литературе, можно отметить следующие: 1) пучение (выдавливание) пластично-мерзлых грунтов из-за избыточного давления в ходе таяния межмерзлотных и подмерзлотных газогидратов [9]; 2) охлаждение, замерзание и пучение грунтов при дегазации глубинных углеводородов по зонам повышенной трещиноватости (эффект Джоуля-Томпсона или дроссельный эффект по [10]); 3) выпучивание пластичных льдистых отложений на поверхность в результате формирования зон аномально высокого пластового давления в талых песчаных коллекторах под мерзлой глинистой покрышкой (ключевую роль здесь играет таяние ММП снизу) [3]; 4) замерзание пресных вод при контакте с придонными водами с отрицательной температурой, увеличение объема грунта и последующее пучение (пресные воды мигрируют вдоль подошвы ММП и поднимаются к поверхности на участках выклинивания или сокращения мощности толщи ММП) [6, 8]; 5) формирование ППФ в результате грязевого вулканизма в неотектонически активных зонах [11].

Результаты исследований морфологии и внутреннего строения ППФ [3, 5, 7, 8] позволяют заключить, что морфология ППФ и их современная динамика определяются комплексом условий и факторов развития шельфовой зоны. Так, области распространения ППФ на Баренцевоморском и Карском шельфах приурочены к ареалам многолетнемерзлых пород и районам проявления дегазации как в водной толще, так и в рыхлых осадках, слагающих дно [5].

В ходе экспедиционных работ в рамках 38-го (2018 г.) и 41-го (2019 г.) рейсов НИС «Академик Николай Страхов» в рамках программы «Геолого-геофизические, геоморфологические и гидрофизические исследования в Баренцевом и Карском морях» (руководитель проекта – д.г.н. С.Л. Никифоров) в северной части шельфа Печорского моря были выполнены батиметрическая съемка и высокочастотное акустическое профилирование (рис. 1). Результаты сопряженного анализа полученных геофизических данных позволяют проследить эволюцию флюидогенных форм на дне, на финальной стадии которой образуются ППФ. Для сбора данных применялся программно-аппаратный комплекс, включающий многолучевой эхолот SeaBat 8111 с частотой сигнала 100 кГц; GPS, сенсоры движения и гирокомпас, объединенные в приборе Applanix POS-MV; датчик скорости звука SVP-70; высокочастотный профилограф (EdgeTech3300/Parasound P70). Съемка выполнялась по сетке галсов, отстоящих друг от друга на 200 м, в ходе ее одновременно собирались данные с многолучевого эхолота и высокочастотного профилографа. Камеральная обработка данных многолучевого эхолотирования выполнялась в программном пакете PDS2000 (построены цифровые модели рельефа дна с разрешением 2×2 м).

Рельеф дна обследованного полигона представляет собой пологоволнистую абразионно-аккумулятивную равнину на глубинах от 47 до 82 м. С поверхности залегают морские голоценовые и/или поздненеоплейстоценовые (сартанские) суглинки (mQ_3^4-Q_4) мощностью от 1–2 до 15–25 м [5]. Они перекрывают аллювиально-морские поздненеоплейстоценовые (сартанские) пески и суглинки (amQ_3^4) мощностью от 5–10 до 20–25 м, подстилаемые мерзлыми поздненеоплейстоценовыми (казанцевскими) глинами и суглинками (mQ_3^{1-3}) или газонасыщенными зырянскими песками (aQ_3^4) [3, 5].

В мезорельефе дна на обследованном полигоне можно выделить следующие типы флюидогенных форм: пингоподобные поднятия разной морфологии, валы «пучения» дна и рвы, приуроченные к гребням валов (рис. 2, *а*, *б*). На основе результатов морфометрического анализа ППФ

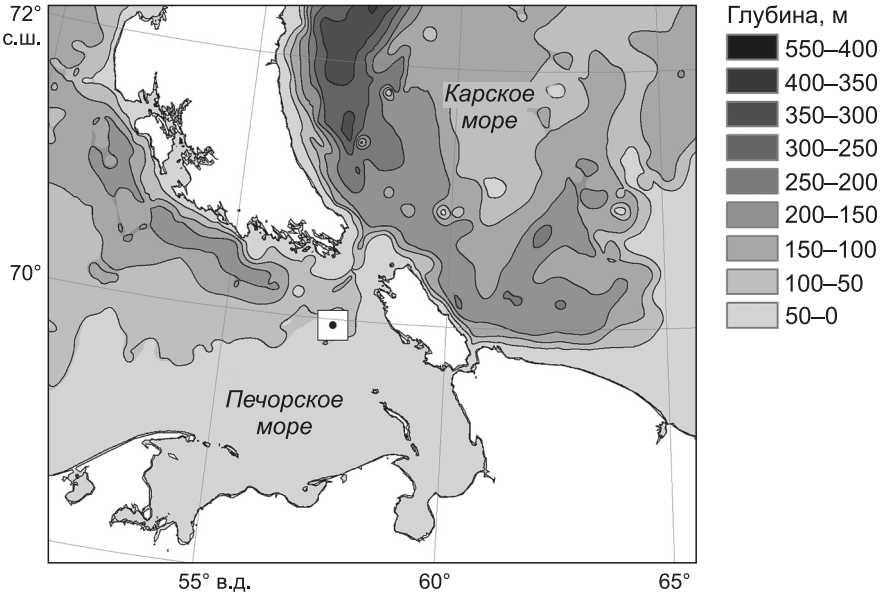


Рис. 1. Местоположение обследованного полигона (рельеф дна приведен по данным [12]).

в обследованной части дна Печорского моря установлено наличие трех морфологических типов [5]. ППФ первого типа (рис. 2, тип 1) – это наиболее крупные формы с диаметром от 100 до 250 м, высотой от 12–15 до 20–25 м, крутизна их склонов составляет от 10–15 до 25–35°, очертания в плане – округлые, иногда эти формы окружены компенсационными понижениями глубиной до 3–4 м. ППФ второго типа (рис. 2, тип 2) – это менее крупные формы диаметром от 35–50 до 120–170 м, высотой от 5–7 до 10–12 м, крутизна их склонов – до 10–15°. Самыми мелкими являются ППФ третьего типа (рис. 2, тип 3): их высота– 5–7 м, в поперечнике – 100–120 м, крутизна склонов – до 10–15°. В некоторых случаях соседние ППФ сливаются в единое грядообразное поднятие, основание которого достигает 700–800 м в длину, высота поднятий (вместе с основанием) может достигать 50–70 м. Нередко грядообразные поднятия ориентированы субширотно или субмеридионально. Отдельной разновидностью флюидогенных форм являются протяженные (до 500–700 м) валы, высотой до 6–10 м над поверхностью дна, шириной 200–400 м, чаще всего вытянутые субмеридионально. Крутизна их склонов составляет не более 8–10°. На округлых гребнях валов местами прослеживаются рвы глубиной до 2 м с довольно резкими очертаниями. На цифровой модели (рис. 2, *а*) заметно, что ППФ (особенно мелкие) зачастую насажены на гребни валов непосредственно там, где проходят описанные выше рвы. Отметим, что на обследованном участке дна районы наибольшего распространения (плотности) ППФ (а также акустических аномалий в водной толще, связанных с дегазацией) коррелируют с разломами и контурами нефтегазоносной структуры Рейнекской, установленными в работе [13].

Результаты высокочастотного профилирования с использованием профилографа Parasound P70 демонстрируют внутреннее строение ППФ и валов «пучения» и позволяют выявить несколько стадий в развитии флюидогенного рельефа дна на обследованном полигоне. Так, на профиле 1 (рис. 2, *в*) заметно, что с поверхности вала наблюдается маломощная (до 2 м) толща талых грунтов (вероятно, голоценовые морские осадки), а ниже залегает акустически непроницаемая частично или полностью мерзлая (по данным бурения [3]) толща. В центральной части вала прослеживается неглубокий ров, причем на профиле 1 заметно, что слагающие ров отложения в этой области акустически проницаемы (вероятно, частично оттаявшие). В западной части профиль 2 (рис. 2, *г*) пересекает вал «пучения», в центральной части которого также наблюдается ров, причем гораздо более выраженный. Границы сейсмостратиграфических комплексов (голоценовых морских осадков и позднеплейстоценовых акустически слоистых аллювиально-морских толщ), фиксируемых под поверхностью данного вала, изогнуты, а акустическим фундаментом являются, по-видимому,

мерзлые породы, кровля которых повторяет в целом очертания вала. Подобная картина наблюдается и в восточной части профиля 2 (рис. 2, *г*). В центральной части профиль 2 пересекает ППФ первого типа. Слагающие его породы обладают невысокой акустической проницаемостью, особенно в нижней части формы. Обращает на себя внимание ромбообразное строение «тела» ППФ в профиле (рис. 2, *г*) – в разрезе фиксируется достаточно узкий разрыв вмещающих пород, несколько расширяющийся к поверхности дна. На контакте с породами, слагающими ППФ, границы вмещающих отложений изогнуты, смяты в пологие складки. Акустическая картина внутреннего строения ППФ не позволяет с уверенностью судить о составе и состоянии слагающих ее отложений. Частичная акустическая проницаемость может быть связана как с высокой газонасыщенностью, так и с присутствием ледогрунтов (т. е. лишь частично талым состоянием пород). В пользу того, что ППФ первого типа (крупные) сложены в том числе и талыми газонасыщенными породами, свидетельствует наличие над ними и валами «пучения» акустических аномалий «факельного» типа в воде (рис. 2, *г*).

Анализируя установленные закономерности в изменении морфологии ППФ и их внутреннем строении, можно заключить, что процесс дегазации в условиях наличия многолетней мерзлоты в обследованной части Печорского моря [14] сопровождается формированием флюидогенных форм, облик которых последовательно изменяется. На ранних стадиях под действием давления флюидов на подошву деградирующей мерзлоты происходит образование вала «пучения», в ядре которого установлено [3] наличие льдистых пород. Местами заметная ортогональность и линейность в расположении валов, вероятно, указывают на то, что в субаэральных условиях позднего неоплейстоцена на данном участке могли существовать полигонально-жильные криогенные структуры.

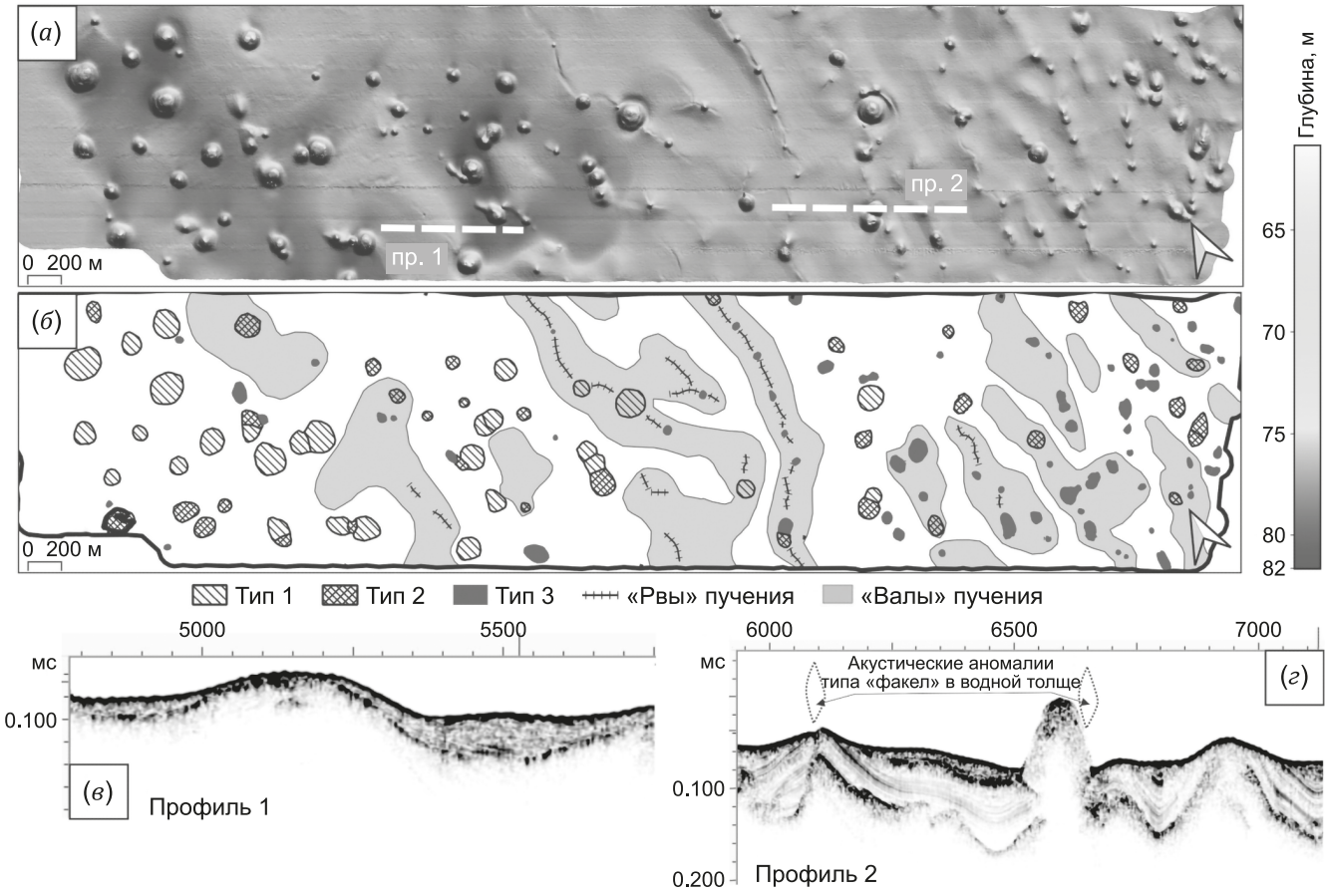


Рис. 2. Рельеф дна и внутреннее строение флюидогенного рельефа.
(*а*) – фрагмент цифровой модели рельефа дна; (*б*) – схема видов флюидогенных форм; (*в, г*) – профили, полученные методом высокочастотного сейсмопрофилирования (положение профилей показано на фрагменте (*а*)).

По мере постепенного роста высоты вала происходит его растрескивание в вершинной части и образуется ров. На участках, где мощность и сплошность мерзлых грунтов снижаются (либо наблюдается мощный флюидопоток), непосредственно на рве начинается формирование небольших ППФ в результате перемещения тонких частиц, поднимающихся к поверхности флюидами. Прорыв флюидов к поверхности приводит к частичному снижению давления близ подошвы мерзлоты, и вал, по-видимому, постепенно опускается, в то время как осложняющие его ППФ растут. Так, в западной части обследованного полигона, где в рельефе дна обнаружено более 20 ППФ первого типа, валы практически не выражены.

На обследованном участке дна Печорского моря акустические аномалии в водной толще (факельного типа, а также несфокусированные участки повышенной акустической мутности) фиксировались в ходе 38-го (2018 г.) и 41-го (2019 г.) рейсов НИС «Академик Николай Страхов», что указывает на продолжающуюся дегазацию. Наличие кратеровидных воронок на вершинах ППФ и хорошо выраженных оплывин на их склонах свидетельствует об очень высокой современной активности процессов флюидогенного морфолитогенеза.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ (проект № 22-77-10091 «Закономерности проявления дегазации на Баренцево-Карском шельфе и ее влияние на рельеф и донные отложения»).

1. Judd A., Hovland M. Seabed Fluid Flow: The Impact on Geology, Biology and the Marine Environment. Cambridge University Press. 2007. 492 p.

2. Shearer J.M., Macnab R.F., Pelletier B.R., Smith T.B. Submarine pingos in the Beaufort Sea // Science. 1971. Vol. 174. Iss. 4011 P. 816–818. DOI:10.1017/CBO9780511535918.

3. Бондарев В.Н., Рокос С.И., Костин Д.А., Длугач А.Г., Полякова Н.А. Подмерзлотные скопления газа в верхней части осадочного чехла Печорского моря // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 7. С. 587–598.

4. Миронюк С.Г., Колюбакин А.А., Голенок О.А., Росляков А.Г., Терехина Я.Е., Токарев М.Ю. Грязевулканические структуры (вулканоиды) Карского моря: морфологические особенности и строение // Геология морей и океанов: Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии (18–22 ноября, 2019 г., Москва). М.: ИО РАН. 2019. Т. 5. С. 192–196.

5. Кохан А.В., Мороз Е.А., Еременко Е.А., Денисова А.П., Ананьев Р.А., Сухих Е.А., Никифоров С.Л., Соколов С.Ю. Флюидогенный рельеф районов распространения многолетней мерзлоты на шельфах Печорского и Карского морей // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2023. № 3 (в печати).

6. Paull C.K., Dallimore S.R., Jin Y.K., Caress D.W., Lundsten E., Gwiazda R., Anderson K., Clarke J.H., Youngblut S., Melling H. Rapid seafloor changes associated with the degradation of Arctic submarine permafrost // PNAS. 2022. Vol. 119. Iss. 12. e2119105119. DOI:10.1073/pnas.2119105119.

7. Portnov A., Smith A.J., Mienert J., Cherkashov G., Rekant P., Semenov P., Serov P., Vanshtein B. Offshore permafrost decay and massive seabed methane escape in water depths >20 m at the South Kara Sea shelf // Geophysical Research Letters. 2013. Vol. 40. Iss. 15. P. 3962–3967. DOI:10.1002/grl.50735.

8. Serov P., Portnov A., Mienert J., Semenov P., Ilatovskaya P. Methane release from pingo-like features across the South Kara Sea shelf, an area of thawing offshore permafrost // Journal of Geophysical Research: Earth Surface. 2015. Vol. 120. Iss. 8. P. 1515–1529. DOI:10.1002/2015JF003467.

9. Paull C.K., Lii W.U., Dallimore S.R., Blasco S.M., Lorenson T.D., Melling H., Medioli B.E., Nixon F.M., McLaughlin F.A. Origin of pingo-like features on the Beaufort Sea shelf and their possible relationship to decomposing methane gas hydrates // Geophysical Research Letters. 2007. Vol. 34. Iss. 1. L01603. DOI: 10.1029/2006GL027977.

10. Мельников В.П., Федоров К.М., Вольф А.А., Спесивцев В.И. Анализ возможного сценария образования придонных ледяных бугров на шельфе Печорского моря // Криосфера Земли. 1998. Т. 2. № 4. С. 51–57.

11. Крапивнер Р.Б. Признаки неотектонической активности Баренцевоморского шельфа // Геотектоника. 2007. №2. С. 73–89.

12. Weatherall P., Marks K.M., Jakobsson M., Schmitt T., Tani Sh., Arndt J.E., Rovere M., Chayes D., Ferrini V., Wigley R. A new digital bathymetric model of the world's oceans // Earth and Space Science. 2015. Vol. 2. Iss. 8. P. 331–345. DOI:10.1002/2015EA000107.

13. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000 (второе поколение). Западно-Сибирская серия. Лист R-38-40 (о. Колгуев). Карта полезных ископаемых и прогноза нефтегазоносности / Ред. В.Г. Лопатин. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003.

14. Overduin P.P., Schneider von Deimling T., Miesner F., Grigoriev M.N., Ruppel C., Vasiliev A., Lantuit H., Juhls B., Westermann S. Submarine permafrost map in the Arctic modeled using 1-D transient heat flux (SuPerMAP) // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2019. Vol. 124. Iss. 6. P. 3490–3507. DOI:10.1029/2018JC014675.

ОЦЕНКА СКОРОСТИ ПОЧВЕННОЙ И ОВРАЖНОЙ ЭРОЗИИ В ЗОНАХ ИНТЕНСИВНОГО ЗЕМЛЕДЕЛИЯ РОССИИ

О.П. Ермолаев, С.С. Мухарамова, К.А. Мальцев, Р.А. Медведева, А.А. Савельев

Институт экологии и природопользования, Казанский федеральный университет, г. Казань, Россия, oyermol@gmail.com

Аннотация. В докладе рассматриваются результаты оценки скорости эрозии почвы и овражной эрозии в зонах интенсивного освоения на европейской территории России (ЕТР). Оценка интенсивности эрозии почв проведена на основе современных оценок эрозионного потенциала осадков (ЭПО) и рельефа (ЭПР), почвозащитной роли растительности и запасов воды в снеге на юге лесной, в лесостепной и степной зонах. Оценка современной овражности осуществлена на базе геоинформационного картографирования космических снимков высокого разрешения в крупном регионе Среднего Поволжья. По интервалам показателя густоты оврагов выделены районы развития овражной эрозии. Определены географические центры локализации оврагов в регионе интенсивного земледелия России.

Ключевые слова: эрозия почв; овражная эрозия; картографирование

ASSESMENT OF THE RATE OF SOIL AND GULLY EROSION IN THE ZONES OF INTENSIVE AGRICULTURE IN RUSSIA

O.P. Yermolaev, S.S. Mukharamova, K.A. Maltsev, R.A. Medvedeva, A.A. Savelyev

Institute of Ecology and Environment, Kazan Federal University, Kazan, Russia

Abstract. The report examines the results of assessing the intensity of soil erosion and gully erosion in areas of intensive development in the European territory of Russia (ETR). The assessment of the intensity of soil erosion was carried out on the basis of modern estimates of the erosion potential of precipitation (EPO) and relief (EPR), the soil-protective role of vegetation and water reserves in snow in the south of the forest in the forest-steppe and steppe zones. The assessment of the modern gully erosion was carried out on the basis of geoinformation mapping of high-resolution satellite images in a large region of the Middle Volga region. According to the intervals of the indicator of the gully density, areas of development of gully

erosion are identified. Geographical centers of localization of gullies in the region of intensive agriculture of Russia are determined.

Keywords: soil erosion; gully erosion; mapping

Оценка интенсивности эрозионных потерь почвы за период ливневого поверхностного стока выполнялась на базе модели по универсальному уравнению потерь почвы (USLE/RUSLE). Для оценки интенсивности эрозии почвы от стока талых вод применялась методика НИЛЭПиРП МГУ [1]. В ходе исследования разработана оригинальная методика оценки ЭПО (R-фактора) для ЕТР, позволяющая на основе данных многолетних наблюдений за осадками на метеостанциях Росгидромета получать оценки R-фактора за разные временные интервалы: помесячные, годовые, среднемноголетние. Для ЕТР получены современные (2014–2019 гг.) оценки пространственного распределения R-фактора ливневой эрозии с учетом сезонных изменений (помесячные и годовые, среднемноголетние помесячные и среднемноголетние годовые). Кроме того, выполнена оценка изменения эрозионного потенциала дождевых осадков на ЕТР за последние ~50 лет (1966–2019 гг.). Анализ изменчивости эрозионного потенциала осадков во времени и пространстве выявил статистически значимое увеличение годового R-фактора за период 1966–2019 гг. в двух природно-климатических зонах интенсивного земледелия ЕТР: лесной зоне, лесостепи. Усредненные по зонам оценки относительного увеличения ЭПО составили в лесной зоне 18 %, в лесостепи – 4 %. С определенной долей достоверности можно говорить о некотором уменьшении эрозионности дождевых осадков в регионе Среднего Поволжья по линии Казань – Самара – Саратов – Волгоград и на востоке степной зоны Оренбуржья. Анализ вклада сезонной составляющей в тренд годового R-фактора показал, что относительно наибольшим увеличением ЭПО характеризуются майские осадки. В лесной зоне обобщение по станциям зафиксировало увеличение ЭПО для всех теплых месяцев. В большинстве регионов интенсивного земледелия (юг лесной зоны, лесостепь и степь), где опасность почвенной эрозии высока, отмечается общая тенденция увеличения ЭПО в мае и сентябре и уменьшение в августе.

Методика оценки фактора растительности (С-фактора) для территории ЕТР по материалам ДЗЗ подробно изложена в ряде публикаций [2, 3]. Для ЕТР впервые получены современные (по данным 2014–2019 гг.) оценки пространственного распределения С-фактора при дождевой (ливневой) эрозии (помесячные и годовые оценки С-фактора для 2014–2019 гг.; среднемноголетние помесячные, среднемноголетняя годовая оценка) с пространственной детальностью 250 м. Результаты представлены на растровых слоях в составе созданной ГИС. Построены тематические картографические отображения распределения С-фактора.

Результатом является оценка интенсивности эрозии почв для ландшафтных зон интенсивного земледелия с использованием современных оценок пространственных распределений основных параметров смыва, сделанных для разных типов операционно-территориальных единиц (ячейки растра 250×250 м и бассейны малых рек) (таблица).

Количественные показатели параметров эрозии и оценка интенсивности эрозии почв на пахотных землях европейской территории России (на 2014–2019 гг.)

Ландшафтная зона	C	K	R	LS	Ar	As	A
Смешанные и широколиственные	0.310	0.041	414.1	0.509	2.533	0.732	2.711
Лесостепные	0.381	0.026	405.3	0.439	1.788	0.261	2.050
Степные	0.454	0.029	501.0	0.357	2.031	0.128	2.159
Вся ЕТР (пашня)	0.401	0.031	455.5	0.410	2.100	0.297	2.397

Примечание. C – фактор растительности, безразмерный (от 0 до 1); K – смываемость почвы (т·га·час)/(МДж·га·мм); R – эрозионный потенциал осадков (МДж·мм)/ (га·час) в год; LS – фактор рельефа, безразмерный; Ar – интенсивность дождевого (ливневого) смыва, т/га в год; As – интенсивность талого смыва, т/га в год; A – интенсивность годового тало-дождевого смыва, т/га в год.

Обобщение полученных данных по эрозии почв по субъектам РФ в пределах равнинной части ЕТР позволяет выделить два характерных региона с высокой интенсивностью почвенной эрозии. Один из них расположен на западе в лесостепной и степной зонах почти долготного простирания. Здесь интенсивность смыва на пахотных землях увеличивается от 2.5–3.0 т/га в год (Брянская, Ростовская обл., Краснодарский край) до 3–5 т/га в год (Белгородская, Курская, Орловская обл.). Другой район протягивается с запада на восток-северо-восток субширотной полосой в пределах лесостепей и южной части лесной зоны. Здесь общий фон эрозии почвы на пашнях изменяется от почти 3 т/га в год (Калужская, Московская, Нижегородская обл., Чувашия, Татарстан) до 3.5 6 т/га в год в Тульской обл., Республике Марий Эл, Удмуртии. В пределах Мещеры и Окско-Донской равнины, восточной части Приволжской возвышенности в лесостепных и степных ландшафтах интенсивность эрозии почв на пахотных землях снижается от 1.9 до 0.9 т/га в год (Тамбовская, Воронежская, Липецкая, Рязанская, Пензенская, Саратовская обл.). Также выполнена оценка современных темпов эрозии почвы с обобщением на бассейны малых рек для пахотных земель в пределах бассейна. Интенсивность эрозии почв на пахотных землях в пределах бассейна имеет следующие значения: среднее 2.7 т/га в год, медиана 1.6 т/га в год, 95%-ный квантиль 7.2 т/га в год, 99%-ный 14.5 т/га в год, СКО 13.3 т/га в год. В среднем наблюдается уменьшение как темпов смыва, так и аккумуляции при переходе от лесной зоны к лесостепной и степной.

Картографирование современной овражной эрозии проведено методом визуального дешифрирования космических снимков высокого и сверхвысокого разрешения. Регион исследования относится к части Среднего Поволжья, включает в себя три субъекта РФ (Чувашию, Татарстан и Ульяновскую область) общей площадью 123.3 тыс. км^2. Суммарная протяженность овражной сети на исследуемой территории составила 1449.1 км, а средняя длина оврагов – 65 м. Из всех овражных форм преобладающее большинство относится к склоновому типу – 88 %. На береговые овраги приходится 7 %, на донные – 5 %. Для пространственного анализа полученных результатов использован бассейновый подход (был взят ранее созданный слой бассейнов малых рек, размещенный на геопортале КФУ (http://bassepr.kpfu.ru/)). Для каждого бассейна (всего их 1314) вычислена суммарная протяженность овражной сети и степень овражного расчленения территории, которая определялась по наиболее часто используемым показателям (густоте и плотности оврагов).

Для районирования овражной эрозии на исследуемой территории были выделены следующие интервалы по густоте оврагов: 1) 0 (отсутствие оврагов); 2) больше 0–5 м/км^2 (очень слабая); 3) 5–20 м/км^2 (слабая); 4) 20–50 м/км^2 (умеренная); 5) 50–100 м/км^2 (сильная); 6) 100–500 м/км^2 (очень сильная). Доминирующими (84 % бассейнов) являются районы либо с отсутствием овражного расчленения, либо имеющие слабую или очень слабую овражность. Районы с очень сильной овражной эрозией встречаются лишь в 2 % бассейнов.

Сильная и очень сильная овражная эрозия практически повсеместно развита в Западном Предкамье на возвышенных ландшафтах подтаежной зоны. Такая же овражность характерна для возвышенных широколиственных ландшафтов Предволжья и Предкамья Татарстана. Еще один район с сильной и очень сильной овражностью находится в Предволжье Ульяновской области в суббореальных возвышенных лесостепных ландшафтах. Здесь овраги возникают на крутых склонах, имеющих самые высокие по региону значения крутизны (более 5°) и развития хорошо размываемых песчано-глинистых образований юры, нижнего мела, мел-мергельных и песчано-кремнистых пород верхнего мела и палеогена. Овраги размывают выщелоченные, оподзоленные и типичные карбонатные черноземы. Локально сильная овражность также встречается в подклассе возвышенных ландшафтов на южном крыле подзоны широколиственных лесов с высокими значениями средней крутизны склонов (4.5°) на мел-мергельных и песчано-кремнистых породах верхнего мела и палеогена. Размываются светло-серые и серые лесные почвы. Но в этом районе овраги полностью пропадают в центральной и западной части в условиях сплошной залесенности, имеющей один из самых высоких показателей средней лесистости (43 %).

В районах с умеренной овражной эрозией в целом повторяются пространственные закономерности их развития в ландшафтных условиях, которые характерны для сильной и очень сильной

овражности. Наибольшее развитие умеренной овражности проявляется в подтаежных ландшафтах, на юге – в широколиственных лесных и лесостепных возвышенных ландшафтах.

Общий фон интенсивности овражной эрозии резко снижается в лесостепной зоне на левобережной части долин Волги и Камы вне зависимости от подкласса ландшафтов. Здесь, как правило, на террасовом комплексе этих крупных рек расположены районы с умеренной овражностью.

В регионе интенсивного земледелия России четко выделяется несколько географических центров локализации оврагов. Умеренное и высокое овражное расчленение компактными ареалами приурочено к правобережью долин рек Волги, Камы и Вятки. Овраги формируются в условиях возвышенного и расчлененного рельефа на хорошо размываемых глинисто-мергельных, песчано-мергельных отложениях перми и мел-мергельных и песчано-кремнистых отложениях мела. Лесостепная зона, расположенная к югу от левого склона долин рек Волги и Камы, а также почти вся западная часть региона характеризуются очень слабым развитием оврагов или их полным отсутствием. На западе этому, в первую очередь, благоприятствует высокая (более 50 %) лесистость, на левобережных склонах долин Волги и Камы – повсеместное развитие устойчивых к эрозии черноземных почв, пески и супеси неогена, слагающие террасы этих рек, а также плохо размываемые известняки и доломиты перми – на юго-востоке.

Большое значение в развитии овражной эрозии имеют проводимые природоохранительные мероприятия и изменение в землепользовании. Перевод сельскохозяйственных земель в другие категории, прекращение распашки территории, восстановление леса представляют собой лимитирующие факторы роста оврагов и появления новых эрозионных форм.

Современная овражность региона существенно сократилась по сравнению с 1950–1970 гг. [4]. Причинами такого сокращения оврагов выступают произошедшие значительные изменения в землепользовании и в климатической системе, оказавшие влияние на параметры поверхностного склонового стока. Но все же ключевым фактором существенного сокращения овражной сети является эволюционный. Овраги в большинстве случаев завершают активную фазу своего развития и трансформируются в устойчивые к линейной эрозии балочные формы.

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда (проект № 22-17-00025).

1. Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. М.: Изд-во Московского университета, 1993. 200 с.

2. Ivanov M.A., Mukharamova S.S., Yermolaev O.P., Essuman-Quainoo B. Mapping croplands with a long history of crop cultivation using time series of modis vegetation indices // Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Seriya Estestvennye Nauki. 2021. Vol. 162. Iss. 2. P. 302–313. DOI:10.26907/2542-064X.2020.2.302-313.

3. Mukharamova S., Saveliev A., Ivanov M., Gafurov A., Yermolaev O. Estimating the soil erosion cover-management factor at theEuropean part of Russia // ISPRS International Journal of Geo-Information. 2021. Vol. 10. Iss. 10. 645. DOI:10.3390/ijgi10100645.

4. Yermolaev O., Medvedeva R., Poesen J. Spatial and temporal dynamics of gully erosion in anthropogenically modified forest and forest-steppe landscapes of the European part of Russia // Earth Surface Processes and Landforms. 2022. Vol. 47. Iss. 12. P. 2926–2940. DOI:10.1002/esp.5433.

СТРУКТУРА РЕЛЬЕФА НА УЧАСТКЕ ДОЛИННОГО ЗАНДРА (НА ПРИМЕРЕ ДОЛИНЫ Р. АКТРУ)

С.О. Жарнова[1], А.В. Хон[1,2]

[1] Томский государственный университет, г. Томск, Россия, avkhon@yandex.ru
[2] Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск, Россия

Аннотация. Показано, что конечные морены являются необходимым элементом для формирования долинного зандра. Представлена структура рельефа зандровой поверхности как закономерное следствие перераспределения обломочного материала по всей площади. На основании морфологических признаков выделены четыре принципиально различных участка самого обширного долинного зандра в долине р. Актру.
Ключевые слова: долинный зандр; конечная морена; русловая бифуркация

RELIEF STRUCTURE IN THE VALLEY SANDR SITE (ON THE EXAMPLE OF THE AKTRU VALLEY)

Zharnova S.O.[1], Khon A.V.[1,2]

[1]National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia
[2]Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia

Abstract. It is indicated that terminal moraines are a necessary element for the formation of valley outwash. The relief structure of the outwash surface is presented as a natural consequence of the redistribution of clastic material over the entire area. On the basis of morphological features, four fundamentally different areas of the most extensive valley sandr in the Aktru river valley were identified.
Keywords: valley outwash; terminal moraine; channel bifurcation

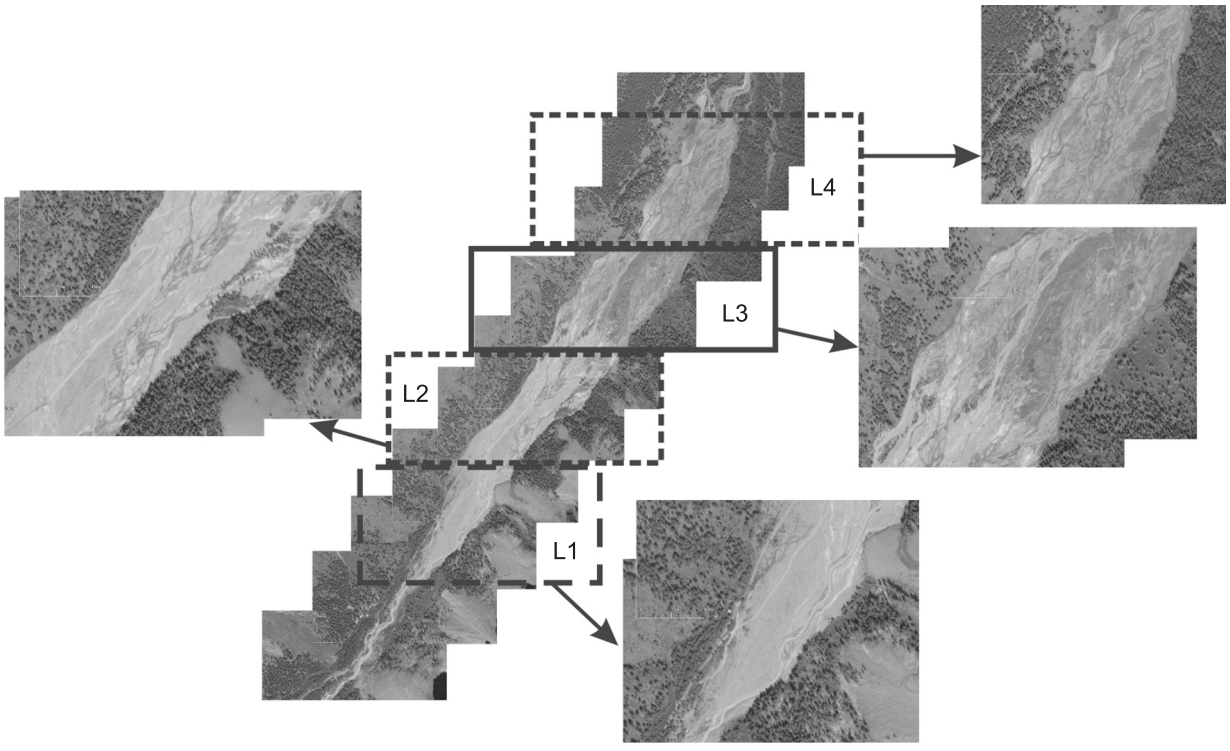
Горно-ледниковый бассейн Актру является одним из многочисленных и типичных бассейнов Центрального Алтая и расчленяет северный макросклон горного узла Биш-Иирду [1]. Современный рельеф долины – это комплекс гляциального, экзарационного и аккумулятивного рельефа, дополненный закономерно расположенными флювиогляциальными образованиями. Ярким примером таких образований и объектом исследования в данной работе является долинный зандр, расположенный в центральной части главной троговой долины Актру (рисунок). Это самый обширный из четырех долинных зандров, имеющихся в горно-ледниковом бассейне Актру. Еще один находится ниже по течению, а два других – в долинах ледников Малый и Большой Актру (распавшийся на Правый и Левый Актру). Эта разновидность флювиогляциального рельефа является результатом пространственного ограничения развития конусных зандров со стороны бортов долины и прибортовых форм рельефа [2]. Долинные зандры становятся, как правило, одним из компонентов системы, включающей, помимо флювиогляциальных тел, моренные образования и формы рельефа склонового ряда. За неимением специального термина можно назвать ее условно моренно-аккумулятивной системой, поскольку состоит она преимущественно из аккумулятивных форм рельефа. Подобная система, находящаяся в долине Малого Актру, была разобрана ранее одним из авторов данной работы [3]. Из всех перечисленных составляющих моренный комплекс оказывается наиболее изученным. Наименьшее же внимание уделяется флювиогляциальному рельефу. Происходит это, вероятно, по двум причинам.

Первая состоит в том, что долинный зандр является пограничной системой или даже пересечением множеств флювиальных и флювиогляциальных геоморфологических систем, поэтому геоморфологи, сосредоточенные на рельефе гляциального генезиса, часто считают долинный зандр предметом интереса русловедов. А русловеды рассматривают его уже со своих позиций: а) схема русловых деформаций; б) закономерности изменения крупности влекомого потоком обломочного материала [4, 5]; в) гидравлическая обстановка размыва и переотложения. Рисунок рельефа в данной постановке вопроса оказывается уже вторичным. С другой стороны, для геоморфолога, занятого флювиальными процессами, флювиогляциальные отложения зандровых форм рельефа – это горный аллювий троговой (приледниковой) фации или фации подпруживания [6]. Есть причина чисто практического плана. Область развития флювиогляциальных процессов – это в большинстве случаев днище речной долины – область с минимальными для долины значениями потенциальной энергии. Опасные геоморфологические процессы здесь не зарождаются. Равноправное распределение внимания на ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа чаще встречается, если речь идет об изучении следов покровного оледенения [7].

Тем не менее область развития зандровых поверхностей – это важная подсистема перераспределения и временной аккумуляции рыхлого обломочного материала уже подготовленного к транспортировке русловыми потоками, поэтому для ответа на вопрос о закономерностях изменения общего облика, перераспределения материала и взаимодействия с окружающими природными объектами авторы попытаются дать описание рельефа с системных позиций. Иными словами, в первую очередь необходимо охарактеризовать те формы рельефа, которые наиболее тесно связаны с изучаемым объектом.

В данном случае окружающими геоморфосистемами являются обвально-осыпные комплексы, полигенетические конусы выноса и береговые морены аккемского и плейстоценового возраста. Замыкает эту систему конечная морена аккемского возраста [8].

С правого борта от входа на зандр (на снимке – расширение области с минимальным развитием растительности (рисунок)) наблюдается обвально-осыпной комплекс, состоящий из пяти активных осыпей, промежутки между которыми заняты более старыми и производными скоплениями



Участки центрального долинного зандра долины р. Актру.

обвального материала с преобладанием крупных валунов и отломов. Подножие двух активных осыпей (участки L1, L2) выходит непосредственно на зандровую поверхность. Взаимодействие речного потока с остальными осыпными конусами блокировано скоплениями более старого, покрытого растительностью материала. Структурированный обвально-осыпной комплекс наблюдается вдоль всего коренного борта долины. Далее следует склон правой береговой морены верхнеплейстоценового возраста. Подножие более древнего вала вблизи конечной морены аккемского возраста (ранее 3000 л.н.) [8] осложнено более низкой и менее выраженной грядой береговой морены предположительно аккемского возраста (участок L4). О том, что это не оползень, свидетельствуют дугообразные очертания этой гряды и ложбина между гребнем этой малой гряды и склоном более древней морены. Ложбина маркируется полосой, где отсутствует древесная растительность. Замыкающая систему снизу конечная морена единого ледника и является тем элементом (в масштабе всей долины Актру это элемент), который в наибольшей мере способствует промежуточному накоплению флювиогляциального материала.

Левый борт долины характеризуется тем, что коренной склон встречается только на участке L1. Здесь зандр контактирует с подножием конуса выноса, имеющего сложный генезис. Если принять во внимание то, что выше по склону от этого конуса имеется обширная водосборная воронка, то можно с уверенностью сказать, что без флювиальной обработки временными потоками здесь не обошлось и роль их в формировании аккумулятивного тела достаточно велика. С другой стороны, большая крутизна коренного склона (свыше 30°) и самого конуса по некоторым направлениям не позволяет исключать гравитационный характер перемещения обломочного материала. В любом случае в настоящее время движение материала заторможено развитием травянистой и кустарниковой растительности. На остальных трех выделенных участках левый борт долины представляет собой внутренний склон верхнеплейстоценовой береговой морены. Сам склон содержит эрозионные врезы, а его подножие закрыто сплошным шлейфом, состоящим из конусов различного генезиса. Подробное рассмотрение форм рельефа, граничащих с зандровой поверхностью, выходит за рамки данной работы, но о вытянутом выступе подножия моренного склона на участке L4 все же следует высказать предположение. Вытянутость этого выступа вдоль основного склона и выдержанность ложбины между этим выступом и склоном древней морены позволяют сделать предварительный вывод о том, что мы имеем дело с более молодой береговой мореной. Этот вывод поддерживается также тем, что этот выступ плавно сопрягается с конечной мореной аккемской стадии (рисунок, общий вид).

Структура зандрового рельефа. Если под структурой понимать внутреннее строение системы, то следует раскрыть следующие моменты:

1) общий облик (морфологические свойства системы);
2) основные подсистемы и элементы;
3) взаимное расположение составляющих частей;
4) связи между элементами;
5) морфологические признаки происходящих изменений.

Отражение всех этих пунктов – предмет более широкого исследования. Здесь можно коснуться только первых трех пунктов. Но и этого будет достаточно, для того чтобы в первом приближении составить представление о внутреннем строении, поскольку морфологические свойства являются внешним выражением происходящих процессов.

Общий облик долинного зандра имеет вытянутую эллиптическую плановую форму, которая обусловлена формой языка и дугообразным очертанием напорного склона конечной морены (нижняя часть), а также первоначальной конической формой зандра на входном участке (L1). Контуры боковых границ зависят как от динамических свойств окружающих форм рельефа, так и от хода русловых процессов. Рисунок русловой сети однозначно говорит о развитии на большей части зандра пойменной многорукавности по классификации ГГИ [9] и горного широкопойменного разбросанного типа руслового процесса по морфодинамической классификации лаборатории эрозии и русловых процессов [10]. Общий характер изменения схемы русловых деформаций по длине

заключается в резком увеличении разветвленности в средней части и ее плавном уменьшении вблизи конечной морены.

Неделимыми частями зандра (элементами) можно считать участки рукавов, протоки, фрагменты пойменной поверхности, выделяемые рукавами и протоками. Эти элементы естественным образом группируются в подсистемы – пойменно-русловые комплексы, которые отличаются разной степенью разветвленности. Именно этот морфологический признак был положен нами в основу пока условного разделения всей площади зандра на четыре области.

Участок L1 начинается в месте расширения поймы и отличается наличием преимущественно однорукавного русла у правого борта долины с отдельными короткими участками русловой многорукавности (простое одиночное разветвление). Однако на остальной площади участка наблюдаются следы прежних русел, что позволяет предполагать многорукавность в прошлом. Однорукавным русло стало из-за постепенного равномерного повышения отметок зандровой поверхности на большей части участка L1. Начало участка L2 предполагается в точке появления двух рукавов и множества проток. Русло становится параллельно-рукавным. В области L2 происходит распространение русловой активности на всю ширину зандра через двукратную бифуркацию. Третий участок (L3) характеризуется максимальной степенью разветвленности и равномерным распределением русел рукавов и проток по площади участка. Приморенный участок (L4), при сохранении общего характера руслоформирования, отличается существенным уменьшением количества рукавов и проток, постепенно сливающихся в одно русло в пределах гребня конечной морены и ниже.

Главной связью между различными участками рукавов и проток является колебание уклона свободной поверхности и количество поступающего в поток материала. Распределение уклонов в различных направлениях определяет изменение скоростей течения и транспортирующей способности в различных направлениях.

Таким образом, анализ рисунка русловой сети и распределения уклонов зандровой поверхности может дать ключ к количественному описанию перераспределения обломочного материала и общей эволюции рельефа зандровой поверхности. Можно предположить, что внешними признаками изменения геоморфологических условий руслоформирования будут следующие:

1) смещение точек бифуркации;

2) изменение количества точек бифуркации;

3) изменение количества рукавов и проток;

4) изменение взаимного расположения различных элементов и подсистем.

Следует заметить, что вышеприведенный вывод и список признаков не могут считаться исчерпывающими даже в первом приближении. Это предлагаемое авторами на данный момент направление анализа зандрового рельефа и пути полевого наблюдения за ним.

1. Душкин М.А. Геоморфологический очерк ледникового бассейна Актру // Гляциология Алтая / Ред. М.В. Тронов. Томск: Изд-во Томского университета, 1967. Вып. 5. С. 42–64.

2. Назаров Н.Н. Экзогенный морфолитогенез: Учебное пособие. Пермь: Пермский государственный университет, 2008. 186 с.

3. Хон А.В., Аббасов З.Р., Никитин К.В., Локтионова Т.А., Ерофеев А.А. Структурные линии перигляциального рельефа (ледник Малый Актру) // Геоморфология и физическая география Сибири в XXI веке: Материалы Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 100-летию со дня рождения заслуженного работника высшей школы Российской Федерации, почетного члена Русского географического общества, профессора, доктора географических наук Земцова Алексея Анисимовича. Томск: Томский государственный университет, 2020. С. 64–68.

4. Вершинин Д.А., Уйманова В.А., Овсянников С.А. Сток взвешенных наносов р. Актру и особенности его режима за последние 50 лет // Вестник Томского государственного университета. 2014. № 381. С. 226–231.

5. Тарбеева А.М., Виноградова Н.Н., Крыленко И.В., Сурков В.В. Формирование руслообразующих наносов в реках с ледниковым питанием (на примере р. Актру, Алтай) // Геоморфология. 2018. № 4. С. 69–79. DOI:10.7868/S0435428118040065.

6. Чистяков А.А. Горный аллювий. М.: Недра, 1978. 287 с.

7. Карпухина Н.В., Сизов О.С. Методические аспекты гляциоморфологического картографирования в краевой зоне юго-восточного сектора последнего Скандинавского ледникового покрова // Геоморфология. 2020. № 2. С. 21–38. DOI:10.31857/S0435428120020054.

8. Агатова А.Р., Назаров А.Н., Непоп Р.К., Орлова Л.А. Радиоуглеродная хронология гляциальных и климатических событий голоцена Юго-Восточного Алтая (Центральная Азия) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 712–737.

9. Барышников Н.Б. Русловые процессы: Учебник. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2008. 439 с.

10. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 1: Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. М.: ЛКИ, 2008. 608 с.

ВЛИЯНИЕ МОРФОЛОГИИ РЕЛЬЕФА НА СТРОЕНИЕ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ СТРУКТУР ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

А.П. Жидкин[1], В.Н. Голосов[1,2], Е.Н. Шамшурина[1,2]

[1] Почвенный институт им. В.В. Докучаева, г. Москва, Россия, gidkin@mail.ru
[2] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Аннотация. Изучены северная и южная части пашни Прохоровского района, характеризующиеся существенно различной структурой эрозионной сети и, как следствие, пространственными особенностями склонового смыва. Морфометрические параметры рельефа в разных частях района различаются не более чем в 1.6 раза, расчетные темпы эрозии почв – почти двухкратно; суммарные площади средне- и сильноэродированных почв – в 3.6 раза, а площади ареалов средне- и сильноэродированных почв >2 га различаются в 6.4 раза. Полученные результаты свидетельствуют, что оценка эрозионной опасности земель должна учитывать пространственную структуру деградации почвенного покрова от эрозии и не ограничиваться только морфологией рельефа или темпами эрозии почв.

Ключевые слова: WaTEM/SEDEM; водная эрозия почв; чернозем, ареал

THE INFLUENCE OF RELIEF MORPHOLOGY ON THE STRUCTURE OF THE SOIL EROSION-ACCUMULATION COVER PATTERNS IN THE CENTRAL PART OF THE CENTRAL RUSSIAN UPLAND

A.P. Zhidkin[1], V.N. Golosov[1,2], E.N. Shamshurina[1,2]

[1] Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, Russia
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract. The northern and southern parts of the arable land of the Prokhorovsky district were studied. They are characterized by significantly different features of the relief and, as a result, soil erosion.

The morphometric parameters of the relief in different parts of the region differ by no more than 1.6 times; estimated rates of soil erosion – almost two times; total areas of moderately and strongly eroded soils – 3.6 times; and areas of moderately and strongly eroded soils > 2 ha – by 6.4 times. The obtained results indicate that the assessment of the erosion hazard of lands should take into account the spatial structure of soil cover degradation from erosion and not be limited only by the relief morphology or the rate of soil erosion.

Key words: WaTEM/SEDEM; water soil erosion; chernozem; area

Морфологические параметры рельефа определяют структуру почвенного покрова в связи с перераспределением влаги и питательных элементов, а также процессами смыва и намыва почвенного вещества поверхностными водными потоками, т. е. эрозионно-аккумулятивными процессами. Многочисленные эксперименты выявили четкие связи между темпами эрозии почв и параметрами рельефа, ведущими из которых являются крутизна и длина склонов, форма их продольного и поперечного профиля. На сегодняшний день разработаны десятки эрозионных моделей, позволяющие количественно оценивать связи между морфологией рельефа (выражаемой LS-фактором) и темпами смыва-намыва почв. При этом, к сожалению, все еще недостаточно изучено влияние рельефа на структуру почвенного покрова, в особенности на форму, площадь и контрастность ареалов эродированных почв, которые в совокупности образуют так называемые эрозионно-аккумулятивные структуры почвенного покрова.

Среднерусская возвышенность считается одним самых опасных с учетом интенсивности деградации почв от эрозии регионов России. Высокие темпы эрозии почв здесь обусловлены большой сельскохозяйственной нагрузкой (долей распахиваемых земель) при достаточно эрозионно-опасном рельефе. Однако важно отметить, что Среднерусская возвышенность разнообразна по рельефу, почвенному покрову, истории землепользования и, как следствие, деградация почв от эрозии в разных ее частях имеет свои специфические особенности.

Цель данного исследования заключалась в сравнительной оценке темпов смыва-намыва почвенного вещества и их влияния на эрозионно-аккумулятивные структуры почвенного покрова в различных условиях рельефа в центральной части Среднерусской возвышенности.

В качестве объекта исследования был выбран Прохоровский район Белгородской области. В центральной части данного района проходит водораздел между бассейнами рек Дона и Днепра. При этом пашня Прохоровского района разделена данным водоразделом ровно пополам, севернее и южнее водораздела расположено по 42.8 тыс. га распахиваемых земель.

Северная и южная часть Прохоровского района характеризуются различной глубиной эрозионного расчленения, длиной и крутизной распахиваемых склонов. При движении с севера на юг происходит увеличение степени расчленения рельефа и увеличение крутизны склонов. В северной части района широко представлены платообразные междуречья с пологими (менее 2°, редко 3–5°) склонами, расчлененные балочной сетью средней густоты. В южной части участка распространены куполообразные водоразделы, хорошо разработанные речные долины, разветвленные и короткие цирковидные балки, многочисленные ложбины стока на склонах междуречий (рис. 1).

На основе оцифровки топокарт высокой детальности была составлена цифровая модель рельефа с размером пикселя 20×20 м. Выбор данного разрешения обусловлен требованиями эрозионной модели WaTEM/SEDEM. Для унификации все расчетно-картографические работы проводились в данном разрешении. В программе SAGA GIS был проведен анализ морфометрии рельефа инструментом "Basic terrain analysis". Средние значения основных морфометрических параметров рельефа представлены в таблице. Южная часть пашни Прохоровского района характеризуется в 1.5 раза более высокой средней крутизной склонов, и, как следствие, эрозионный потенциал рельефа (LS-фактор) в южной части в 1.6 выше, чем в северной.

Темпы эрозионно-аккумулятивных процессов были рассчитаны с помощью эрозионной модели WaTEM/SEDEM. Подробная методика расчета и обоснование входных параметров моделирования

представлены в работе [1]. Расчетные среднемноголетние темпы эрозии почв на северном участке почти в два раза меньше, чем на южном (таблица).

Возраст сельскохозяйственного освоения исследуемой территории варьируется от 170 до 300 лет. В целом в пределах Прохоровского района расчетные средние темпы эрозии почв на участках с длительностью распашки более 300 лет составили ~4.4 т/га в год, а на участках с длительностью распашки около 170 лет – почти в два раза больше ~7.5 т/га в год. Как следствие, различия

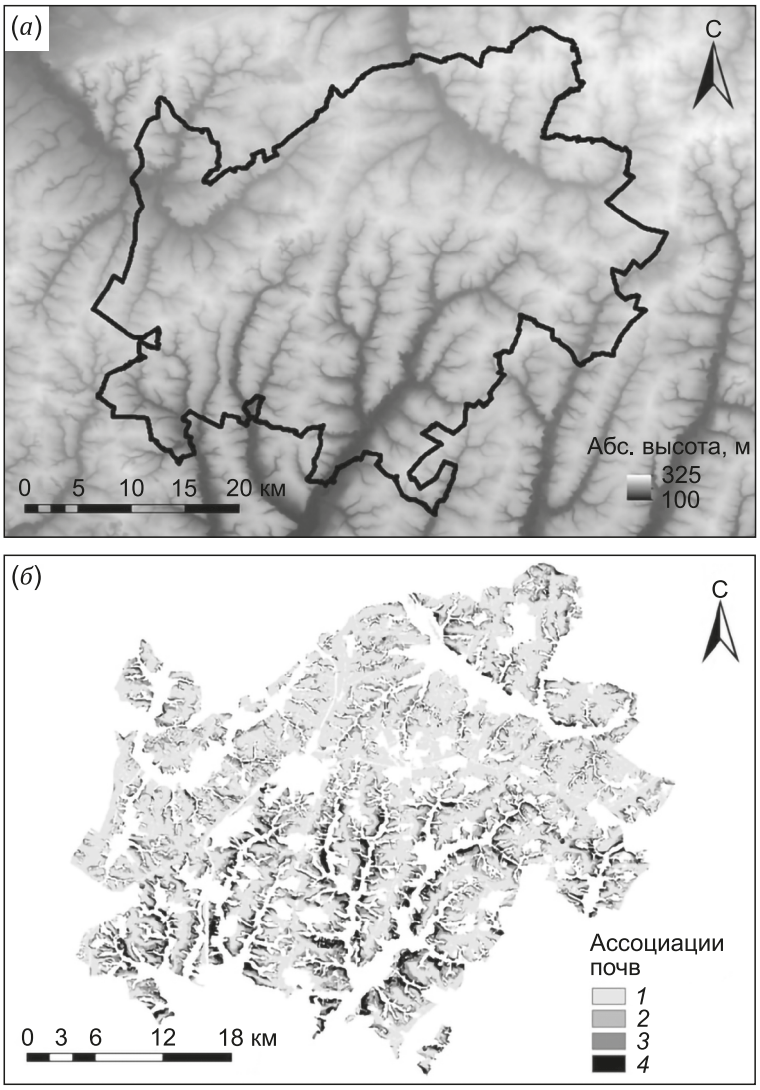


Рис. 1. Рельеф Прохоровского района (*а*) и ассоциации почв по степени эродированности (*б*):
1 – зональные; *2* – эрозионно-зональные; *3* – слабоэродированные; *4* – средне- и сильноэродированные.

Морфометрические параметры рельефа, темпы эрозии почв и площади почв разной степени эродированности на пашне Прохоровского района

Часть района	Крутизна, град.	LS	Темпы эрозии почв, т/га в год	Площадь ассоциаций почв по степени эродированности, тыс. га			
				зональная	эрозионно-зональная	слабоэродированная	средне- и сильноэродированная
Северная	1.5	0.25	2.9	27.9	6.7	4.3	1.7
Южная	2.1	0.41	5.6	19.5	7.3	7.7	6.1

в степени эродированности почвенного покрова между участками с разной длительностью распашки оказались выражены не очень контрастно [2].

Расчетные темпы эрозии почв были статистически соотнесены со степенью эродированности почв в 639 точках полевого обследования. Неэродированные и слабоэродированные почвы характеризуются расчетными темпами эрозии в диапазоне 0–6 т/га в год, среднеэродированные – 7–15 т/га в год, сильноэродированные – 19–24 т/га в год. Согласно подходам [1, 3] были установлены эмпирические функции принадлежности выбранных категорий почв разной степени эродированности и расчетных темпов эрозии. На основе выявленных эмпирических функций и расчетных темпов эрозии для каждого элемента регулярной сетки были рассчитаны значения вероятностного долевого участия категорий почв разной степени эродированности. Далее полученный растр со значениями вероятностного долевого участия категорий почв разной степени эродированности в каждом пикселе был преобразован в карту эрозионно-аккумулятивных структур почвенного покрова по следующим критериям: к зональной ассоциации почв была отнесена вся совокупность пикселей с долевым участием неэродированных и слабоэродированных почвенных разностей >90 %; к эрозионно-зональной ассоциации – с долевым участием неэродированных и слабоэродированных почвенных разностей в диапазоне 75–90 %; к ассоциации слабоэродированных почв – с долевым участием неэродированных и слабоэродированных почвенных разностей в диапазоне 50–75 %; к ассоциации средне- и сильноэродированных почв – с долевым участием неэродированных и слабоэродированных почвенных разностей <50 % (рис. 1). Площади полученных ассоциаций почв по степени эродированности представлены в таблице.

Ранее отмечалось, что расчетные темпы эрозии почв различаются почти в два раза между северным и южным участками. Однако различия в суммарной площади ареалов средне- и сильноэродированных почв оказались еще выше – 3.6 раза.

Для ведения сельского хозяйства важное значение имеет не только суммарная площадь деградированных земель, но и характер их расположения в пространстве. При одной и той же суммарной площади ареалы почв могут иметь совершенно разную структуру: в одном случае они могут быть «рассеяны», т. е. состоять из множества мелких ареалов; в другом случае возможно образование крупных ареалов эродированных почв, так называемых «очагов» или «поясов» эрозии. На рис. 1 отчетливо видно, что в южной части на придолинных склонах овражно-балочной сети сформированы

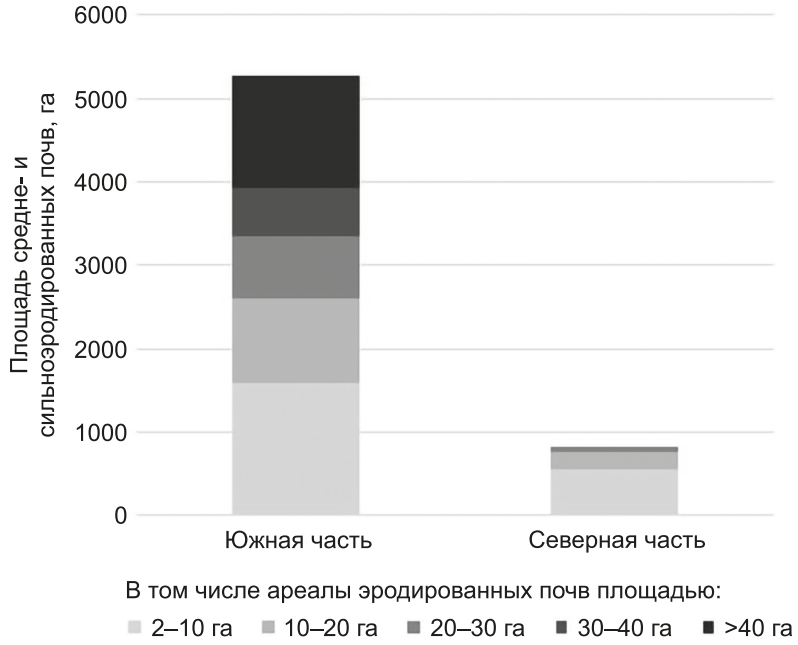


Рис. 2. Площади ареалов средне- и сильноэродированных почв в южной и северной части Прохоровского района.

большие по площади ареалы эродированных почв, т. е. широкие «пояса эрозии». В северной части ареалы средне- и сильноэродированных почв значительно меньше по площади, они в большей степени «рассеянны».

Чтобы оценить площадь ареалов средне- и сильноэродированных почв, все пиксели с карты эрозионно-аккумулятивных структур почвенного покрова были преобразованы в полигоны. Мелкие полигоны менее 2 га не учитывались. Остальные полигоны были сгруппированы по площади: 2–10 га; 10–20 га; 20–30 га; 30–40 га; >40 га. На рис. 2 показаны принципиальные различия в площади таких выраженных в пространстве ареалов средне- и сильноэродированых почв, площадью более 2 га. Различия в суммарной площади этих ареалов между северной и южной частью Прохоровского участка составляют 6.4. При этом важно отметить, что площадь отдельно взятых крупных ареалов средне- и сильноэродированых почв площадью более 40 га соответствует суммарной площади всех ареалов средне- и сильноэродированных почв в северной части участка.

Таким образом, проведенные исследования показали, что центральная часть Среднерусской возвышенности характеризуется существенно различной морфологией рельефа, которая оказывает принципиальное влияние на темпы эрозии почв, площадь и пространственную структуру расположения ареалов эродированных почв. Отдельно взятые морфометрические параметры рельефа северной и южной части пашни Прохоровского района различаются не более чем в 1.6 раза; расчетные темпы эрозии почв различаются почти двухкратно; суммарные площади средне- и сильноэродированных почв различаются в 3.6 раза, а площади ареалов средне- и сильноэродированных почв >2 га различаются в 6.4 раза. Полученные результаты свидетельствуют о необходимости более глубокого анализа последствий эрозионно-аккумулятивных процессов. При оценке эрозионной опасности земель не следует ограничиваться только морфологией рельефа или темпами эрозии почв, необходимо учитывать пространственную структуру деградации почвенного покрова от эрозии.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-17-00071, https://rscf.ru/project/22-17-00071/).

1. Жидкин А.П., Смирнова М.А., Геннадиев А.Н., Лукин С.В., Заздравных Е.А., Лозбенев Н.И. Цифровое моделирование строения и степени эродированности почвенного покрова (Прохоровский район Белгородской области) // Почвоведение. 2021. №1. С. 17–30. DOI:10.19047/0136-1694-2020-104-158-198.

2. Смирнова М.А., Жидкин А.П., Лозбенев Н.И., Заздравных Е.А., Козлов Д.Н. Цифровое картографирование степени эродированности почв с использованием моделей фактор – свойство и фактор – процесс – свойство (юг Среднерусской возвышенности) // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева. 2020. № 104. С. 158–198. DOI:10.19047/0136-1694-2020-104-158-198.

3. Козлов Д.Н., Жидкин А.П., Лозбенев Н.И. Цифровое картографирование эрозионных структур почвенного покрова на основе имитационной модели смыва (северная лесостепь Среднерусской возвышенности) // Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева. 2019. № 100. С. 5–35. DOI: 10.19047/0136-1694-2019-100-5-35.

ДИСКУССИОННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА В ДОЛИНЕ РЕКИ КАТУНЬ ГОРНОГО АЛТАЯ

В.С. Зыкин, В.С. Зыкина

Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия, zykin@igm.nsc.ru

Аннотация. В статье показано, что долина р. Катунь в плейстоцене представляла собой мощную зону накопления четвертичных отложений с хорошо сохранившимися аккумулятивными формами рельефа и не являлась территорией прохождения гигантских паводков, обладающих огромной эрозионной энергией. Установлено, что долина выполнена склоновыми, ледниковыми, речными и флювиогляциальными образованиями.

Ключевые слова: Горный Алтай; долина р. Катунь; рельеф

DISCUSSION PROBLEMS OF GENESIS OF THE QUARTERNARY DEPOSITS AND RELIEF FORMATION IN THE KATUN VALLEY OF ALTAI MOUNTAINS

V.S. Zykin, V.S. Zykina

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberisn Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

Absract. The article shows that the valley of the river Katun in the Pleistocene was a powerful zone of accumulation of Quaternary deposits with well-preserved accumulative landforms and was not a territory for the passage of giant floods with enormous erosive energy. It has been established that the Katun valley is filled with slope, glacial, river and fluvioglacial formations.

Keywords: Altai Mountains; Katun valley; relief

В последние годы одной из наиболее дискуссионных проблем геоморфологии и палеогеографии плейстоцена Западной Сибири стали вопросы, связанные с генетической интерпретацией четвертичных отложений Горного Алтая, а также с их строением, стратиграфическим расчленением и корреляцией. Четвертичные осадки, выполняющие долины рек и впадины Горного Алтая, сложены различными по генезису образованиями, формирующими разновозрастные толщи, имеющие разнообразный литологический состав и очень сложные взаимоотношения между собой. Местами их мощность достигает 300 м. Наиболее полно они представлены в долинах рек Катунь и Чуя, особенно в Яломано-Катунской зоне, где образуют прекрасно сохранившиеся в рельефе разновозрастные террасы, а также в Чуйской и Курайской котловинах. Появление новой геологической, геоморфологической и стратиграфической информации приводит как к уточнению имеющихся палеогеографических концепций, так и к значительным противоречиям в интерпретации новых фактических данных по истории формирования рельефа этой территории и многочисленным дискуссиям, часто принимающим достаточно острый характер. Исследователи четвертичных отложений Горного Алтая, по существу, разделились на два противоположных лагеря. Одни считают, что долины рек Чуя и Катунь выполнены склоновыми, ледниковыми, речными и флювиогляциальными образованиями. Другие существенную роль в осадконакоплении и формировании рельефа в долинах рек Чуя и Катунь в четвертичное время отводят гигантским катастрофическим паводкам, вызванным внезапными прорывами ледниково-подпрудных озер.

Возникшие трудности в интерпретации генезиса четвертичных отложений Горного Алтая, выделении конкретных геологических тел, установлении их полной последовательности и их корреляция обусловлены все еще недостаточной их изученностью, сложностью строения, незначительным количеством материалов детального изучения разрезов, их фрагментарной сохранностью, недостаточной разработанностью критериев диагностики генезиса рыхлых отложений горных стран, локализацией в узких речных долинах и немногочисленных впадинах, преимущественной грубостью литологического состава, почти полным отсутствием палеонтологических данных и материалов для адекватного датирования, а также различным уровнем профессионализма специалистов. Наличие альтернативных взглядов на условия формирования четвертичных отложений в долинах Алтая привело к необходимости детального изучения геологических разрезов и их геоморфологического положения, послуживших обоснованием различных точек зрения на их генезис. Анализ этих взглядов стал возможен на основании новых материалов, полученных авторами в результате детальных комплексных исследований основных опорных разрезов в долинах рек Чуя и Катунь. В своих исследованиях они применяли стандартную методику, принятую при изучении четвертичных отложений, включающую выделение конкретных геологических тел в ранге стратогенов, прослеживание их границ, установление характера их залегания, геоморфологического положения и взаимоотношения, фациальный анализ, выявление последовательности формирования и наконец реконструкции условий их образования.

Несмотря на значительную однородность рыхлых четвертичных отложений Горного Алтая, сложенных преимущественно грубозернистым, валунно-галечниковым и гравийно-песчаным материалом, их детальное изучение позволило выявить ряд особенностей обработки обломочного материала, которые могут свидетельствовать об их определенном генезисе. Так, встречающиеся в глыбовых скоплениях глыбы и валуны с хорошо сохранившимися стесанными и заглаженными отдельными плоскостями свидетельствуют об их обработке ледником и позволяют относить скопления, содержащие такие глыбы, к моренам. Глыбы метаморфических сланцев раздроблены на мелкие призматические блоки открытыми трещинами кливажа, которые могли сформироваться только в коренном залегании этих пород. Единственным фактором концентрации подобных глыб мог быть только ледник. При попадании в поток глыбы, имеющие кливаж, должны были распадаться на мелкие обломки. Глыбы с кливажом не встречаются во флювиальных отложениях Горного Алтая. В отложениях боковых притоков р. Катунь были обнаружены валуны коренных пород, покрытые пологими углублениями, бороздами и гребнями. Такие валуны, по данным У.Х. Твенхофелла [1], образуются из обломков горных пород, находящихся в одном положении в руслах небольших бурных горных рек в течение длительных периодов времени, в результате продолжительной обработки мелким обломочным материалом, когда перемещение крупного материала происходит во время сезонных паводков. В крупных реках, постоянно перемещающих крупные обломки, происходит образование округлых валунов за счет их окатывания. Обнаружение валунов с пологими углублениями в скоплениях валунно-галечного материала позволяет отличать отложения мелких притоков р. Катунь от отложений магистрального потока и тем более от образований гигантских паводков.

Один из основных участков для формирования представлений о генезисе четвертичных отложений Горного Алтая находится в южной части Курайской котловины, в нижней части северного склона Северо-Чуйского хребта где расположена так называемая гигантская рябь течения. По мнению многих исследователей, она является одним из основных доказательств катастрофических паводков. «Рябь течения» не имеет сплошного распространения вдоль хребта, а образует разрозненные поля, приуроченные к выходам из гор во впадину долин рек Тете, Актру, Маашей и др. [2]. Эти поля причленяются к верхнеплейстоценовым конечным моренам одноименных ледников. Этот рельеф представлен удлиненными остроконечными ромбовидными грядами и ложбинами. Их верхняя поверхность полого наклонена от гор в сторону р. Чуя. Аналогично наклонены тальвеги межгрядовых понижений. Сравнение «курайской ряби течения» с современной рябью течения рек, описанной во многих учебниках по седиментологии, показывает их резкое различие. Так, для

настоящей ряби течения характерна бифуркация без изменения ширины гребней и ложбин между ними. «Курайская рябь течения», наоборот, состоит из отходящих от конечных морен постепенно сливающихся более мелких ложбин и гребней в более крупные, увеличивающиеся по ширине вниз по склону, что не позволяет относить эти образования к ряби течения. По мнению Е.В. Шанцера, И.Г. Лискун, Н.А. Ефимцева и Е.В. Девяткина [3], проводивших специальное изучение «ряби» в Курайской котловине по р. Тете, это образование является «эрозионными рытвинами, расчленяющими флювиальный конус, отходящий от нижнеплейстоценовой конечной морены. В плане эта «рябь» представляет у самой морены ветвящиеся мелкие ложбинки, с удалением от нее сливающиеся в крупные (до 6–10 м глубиной) эрозионные рытвины».

По представлениям Г.Я. Барышникова с соавторами [4], наличие слепых ложбин (т.е. не доходящих до устья) свидетельствует против эрозионного происхождения «ряби течения». Здесь следует отметить, что поперечные перемычки часто возникают при сезонных паводках на конусах выноса, в рукавах рек, стекающих с ледников. Морфология ложбин и гряд на склоне Курайской впадины, отходящих от фронта морен, их нахождение на конусах выноса ледниковых долин, их приуроченность к выходам ледников из долин во впадину, постепенное слияние более мелких ложбин в более крупные, вниз по склону, отсутствие следов эрозионной деятельности вдоль причленения полей развития гигантской ряби к южному склону впадины, обнаруженных А.В. Поздняковым и Д.А. Тимофеевым [5], с учетом мнения Е.В. Шанцера с коллегами [3], позволяют прийти к заключению, что формирование грядового рельефа в южной части Курайской впадины связано с образованием зандровых конусов выноса, возникших в результате действия флювиальных процессов во время таяния ледников. В случае появления этого рельефа в мощной водоворотной зоне гигантского паводка, как предполагал А.Н. Рудой [2] и его последователи, он должен был иметь сплошное распространение вдоль Курайского хребта и быть парагенетически связан с мощными следами эрозионной деятельности на бортах впадины.

Одним из наиболее информативных участков для стратиграфического расчленения и установления генезиса четвертичных отложений Алтая является отрезок долины р. Катунь от устья р. Иня до устья р. Мал. Яломан. На этом участке борта долины р. Катунь образованы высокими террасами, достигающими 180 м. К ним прислоняется терраса высотой 50–55 м. В высокой террасе правого борта наиболее обнаженная ее часть находится в овраге, тальвег которого расположен в 700 м ниже устья р. Иня, а отдельные фрагменты нижней части разреза обнажаются в уступе высокой террасы в интервале 500–700 м от устья р. Иня. Отчетливо виден контакт причленения ининской толщи к коренным породам г. Хрустальной. Одним из доказательств озерного генезиса параллельно-слоистых дресвяников является наличие в них на контакте ининской толщи с коренными породами г. Хрустальной в правом борту долины р. Катунь неокатанных глыб метаморфических сланцев. При высоких скоростях паводков глыбы и отломы коренных пород, падающих в сверхмощный поток со скального выступа, должны были обрабатываться водой и уноситься с места падения. В случае озерного водоема с высокими скоростями осадконакопления они не окатывались и оставались на месте падения.

Изучение состава и условий залегания отложений, слагающих высокие террасы, и их геоморфологического положения позволило расчленить ининскую толщу на два самостоятельных стратиграфических подразделения в ранге стратогенов, соответствующих валунно-галечниковой и преимущественно дресвянистой толщам. Отложения высокой террасы левого борта долины р. Катунь были вскрыты при строительстве автомобильной дороги в 2018 г. Они представлены преимущественно серыми, крупными, хорошо окатанными, умеренно сортированными галечниками, близкими по составу аллювию современной р. Катунь. По условиям залегания, составу, текстурным особенностям эти отложения представляют собой длительно формировавшийся аллювий горной реки мощностью до 180 м и выделены в самостоятельное стратиграфическое подразделение – арбалойский аллювий. Он причленяется к коренным породам и слагает междуречье рек Катунь и Мал. Яломан. В долине р. Мал. Яломан, в интервале около 1700–2000 м от устья, отчетливо видно, как к крупногалечной террасе со сглаженным, но отчетливо видимым тыловым швом причленяется

высокая терраса, сложенная преимущественно темно-серыми, параллельно-слойчатыми дресвяниками ининской толщи. Обозначение разреза толщи дресвяников в правом борту долины, ниже устья р. Иня, в качестве лектостратотипа ининской толщи И.Д. Зольниковым и А.А. Мистрюковым [6] привело к необходимости относить толщу, образованную преимущественно дресвяниками, к ининскому лимнию. Арбалойский аллювий слагает высокие террасы правого и левого борта долины р. Катунь высотой около 180 м. Его строение наблюдается в разрезе придорожного карьера, вскрывающего разрез 180-метровой террасы, в 1.2 км в ниже устья р. Чуя. Отчетливое несогласное залегание параллельно-слоистой дресвянистой толщи на эрозионной поверхности арбалойского аллювия прослеживается в обрыве левого борта долины р. Катунь над дорогой, в 5 км ниже устья р. Бол. Яломан (Песчаная стена).

Параллельно-слоистые дресвяники широко распространены в Яломано-Катунской зоне. Они состоят из слабоокатанных плоских обломков докембрийских и палеозойских метаморфических сланцев гравийного и песчаного размера. Они довольно часто встречаются во всех четвертичных толщах различного возраста и генезиса, выполняющих долины рек Катунь и Чуя, так как борта и днища их долин сложены преимущественно метаморфическими сланцами. Некоторые исследователи считают их неотъемлемой частью паводкого циклита и «визитной карточкой» отложений гигантских катастрофических паводков.

Полную информацию о генезисе нижней части ининской толщи дает разрез 180-метровой террасы в левом борту долины р. Иня. Здесь р. Иня сечет высокую террасу р. Катунь, вскрывая нижнюю часть ининской толщи. Ее разрез сложен слабоокатанными параллельно-слоистыми дресвяниками, в которых вверх по разрезу постепенно увеличивается мощность каждой пары слойков и размер обломков в них, что характерно для озерных отложений. В дресвяниках этого разреза на шести уровнях находятся руслообразные линзы преимущественно хорошо и умеренно окатанных галечников с неравномерной линзовидной слойчатостью и слойчатостью выполнения, имеющих резкую нижнюю границу. Галечники выполняют руслообразные врезы шириной до 8 м. По текстурным особенностям и руслообразной форме линз галечника, их размерам они относятся к отложениям небольшой горной реки, которую наследует современная р. Иня. Соотношение с вмещающими линзы галечника породами свидетельствует, что реконструируемая речка впадала в бассейн, в котором накапливались параллельно-слоистые дресвяники. Хорошая сохранность русловых отложений показывает, что это был достаточно крупный озерный бассейн. В случае впадения небольшой реки в быстро текущий поток гигантского паводка аллювий такой реки не имел бы возможности сохраняться. Следовательно, нижняя часть ининской свиты, включающая параллельно-слоистые дресвяники, формировалась в озерном бассейне.

Показательным для решения проблемы наличия или отсутствия в долине р. Катунь образований катастрофических паводков в ининское время является участок в северной части Яломано-Катунской зоны, вблизи устья р. Бол. Ильгумень, где долина Катуни резко меняет простирание с северного на восточное почти под прямым углом, упираясь в гранитный массив, на поверхности которого наблюдаются матрацевидные округлые глыбы, образовавшиеся за счет выветривания. Впадающая в долину р. Катунь слева узкая долина р. Бол. Ильгумень находится с ней на одной прямой. Наиболее древние отложения, выполняющие эту долину, представлены ининскими параллельно-слоистыми дресвяниками, залегающими трансгрессивно без базального горизонта на гранитных глыбах, сползших с коренных склонов долины. Дресвяники прослеживаются вдоль долины р. Бол. Ильгумень вверх по его течению на протяжении 1.5 км. Наличие ининских дресвяников в долине Бол. Ильгуменя свидетельствует, что она существовала в ининское время. При прохождении суперпаводка по долине р. Катунь долина р. Бол. Ильгумень, находящаяся на его пути, должна была быть заполнена валунным и глыбовым материалом селевой фации паводкового циклита. Отсутствие грубозернистых паводковых отложений под дресвяниками в устьевой части долины р. Бол. Ильгумень свидетельствует об отсутствии отложений гляциальных гигантских паводков в долине Катуни.

Одним из основных критериев отнесения рыхлых отложений к осадкам суперпаводков является наличие в них скоплений глыбового материала, названных С.В. Парначевым [7] селевой фацией

паводкового циклита. По его данным в опорном разрезе (лектостратотип ининской толщи) мощность селевой фации достигает 8 м, а размер глыб доходит до 4 м. Детальное изучение лектостратотипического разреза ининской толщи показало, что в его основании и в основании опорного разреза «паводкого циклита» залегает плохо сортированный, хорошо окатанный галечник мощностью 2.8 м, с неотчетливой линзовидной слойчатостью, с большим количеством плохо сортированного гравия, дресвы и разнозернистого песка, щебня и хорошо окатанных валунов до 30 см в поперечнике, а мощность линзы валунов составляет всего 0.4 м. Строение и мощность селевой фации показывает, что они представляют аллювий горной реки. К базальному валунно-глыбовому горизонту ошибочно отнесены более молодые отложения 55-метровой террасы, впервые детально описанные Б.А. Борисовым и М.Б. Чернышовой [8]. Разрез террасы отчетливо разделяется на две аллювиальные толщи, имеющие циклическое строение. Эти две свиты соответствуют строению сальджарской толщи. Базальные слои верхней свиты формировались во время размыва морены последнего оледенения.

Сальджарская толща выделена Н.А. Ефимцевым [9] без выделения стратотипа, но он указал достаточно точный критерий определения ее объема – в эту толщу врезан комплекс террас, относимых им к низким (60–7 м). В связи с этим разрез в 500 м ниже устья р. Чуя, предложенный в качестве лектостратотипа в разрезе 110-метровой террасы, не может являться таковым. Разрез, слагающий 110-метровую террасу, является одним из опорных разрезов Яломано-Катунской зоны и имеет достаточно сложное строение. В восточной части разреза в овраге выделяется четыре аллювиальные толщи, имеющие разнообразный петрографический состав и разнообразные текстуры, указывающие на ее речной генезис. Галечный материал хорошо окатан. Особенно полно представлена средняя толща, в которой выделяется аллювий врезания (инстративный), аллювий расширения долины (субстративный) и аллювий аккумуляции и динамического равновесия (констративный). Ширина русел, восстанавливаемая по протяженности слоев, выполняющих руслообразные формы внутри этой толщи, свидетельствует о том, что ширина русел рек, постепенно сменяющих друг друга, в разрезе не превышала современное русло р. Катунь и не выходила за его пределы в виде паводковой волны. По стратиграфическому положению мощная толща мелкозернистого и среднезернистого косослоистого аллювия, по-видимому, формировалась в долине р. Катунь в каргинское время.

Характерной особенностью базального слоя суперпаводкого циклита является «задирание» его подошвы на борта долины с повышением более чем на 100 м. Единственным конкретным разрезом, в котором И.Д. Зольниковым [6] приводится описание такой особенности паводковых образований, является разрез четвертичных отложений вдоль левого притока р. Катунь р. Мал. Яломан, относимый им к сальджарской толще. По его мнению, подошва сальджарской толщи маркируется слоем валунников с глыбами и галькой мощностью от 0.5 до 4.0 м. При этом базальный слой валунников поднимается вдоль правого борта долины р. Мал. Яломан более чем на 55 м от уреза воды в р. Катунь. Как показали детальные исследования, в долине р. Мал. Яломан «горизонт валунника» залегает в виде узкой ленты шириной не более 100 м вдоль его долины, образует четыре самостоятельных разновозрастных горизонта, находящихся на разных гипсометрических уровнях и последовательно ориентированных на разные уровни р. Катунь. В валунных горизонтах встречаются валуны, имеющие специфическую форму с пологими углублениями, бороздами, ямками, резкими гребнями, образованную в результате их длительного пребывания в неподвижном состоянии в одном положении в быстро текущем потоке небольших горных рек. Таким образом, базальный валунный горизонт сальджарской толщи представляет собой самостоятельные слои аллювия разновозрастных, хорошо выраженных в рельефе террас р. Мал. Яломан. В случае принадлежности слоя валунников к базальному горизонту паводкого циклита этот слой должен был иметь площадное распространение.

Достаточно противоречивы взгляды различных исследователей на распространение и количество оледенений на Горном Алтае в среднем и позднем плейстоцене. Детальное изучение опорных разрезов позволило выделить в Яломано-Катунской зоне в верхнем плейстоцене морены двух оледенений, занимающих определенное геоморфологическое положение и разделенных сложным

комплексом флювиогляциальных, речных и озерных отложений. Наиболее древняя верхнеплейстоценовая морена (ермаковская) отчетливо прослеживается вдоль долины р. Катунь. Наиболее представительный разрез находится в правом борту долины р. Катунь в 500–1000 м от устья р. Чуя, где морена слагает высоту 835.1 м и является цоколем 110-, 80- и 55-метровых террас. Она имеет мощность около 100 м и вложена в 200-метровую террасу долины р. Катунь. На поверхности морены отчетливо виден холмистый рельеф. В этом разрезе моренная толща характеризуется резким различием размеров обломков, от песчаных частиц до крупных валунов и глыб. В ней много неокатанных обломков различной величины. В нижней части она сложена флювиогляциальными отложениями, залегающими с резким размывом на нижележащей толще. Кверху она постепенно переходит в ледниковые отложения с ледогранниками и глыбами с обработанными ледником поверхностями. На поверхности высоты 835.1 м встречаются крупные глыбы до 2.5 м в поперечнике, среди которых присутствуют глыбы метаморфических сланцев с открытыми трещинами кливажа. Строение, состав и особенности обработки обломков горных пород в толще позволяют относить ее к краевой морене, которая обычно состоит из двух частей – нижней, с преобладанием флювиогляциальных образований, и верхней, с преобладанием ледниковых отложений. Эта морена отчетливо прослеживается вдоль левого борта долины р. Катунь до урочища Сок-Ярык (выше пос. Инегень), где она была описана Б.М. Богачкиным [10]. Там она имеет мощность 70 м и залегает в цоколе 110-метровой террасы. Стратиграфическое и геоморфологическое положение этой ледниковой толщи относительно хорошо датированной морены последнего оледенения позволяет считать ее мореной первого позднеплейстоценового (ермаковского) оледенения.

Крупные скопления эрратических глыб, образующих морены последнего оледенения, идентифицируются в Яломано-Катунской зоне в долине р. Катунь вблизи и напротив устья р. Иня, где на поверхности 55-метровой террасы в левом борту р. Катунь находится крупное скопление глыбового материала, так называемый «сад камней». Глыбы на поверхности террасы распространены только непосредственно ниже устья р. Иня на расстоянии 1.7 км и не встречаются вдоль р. Катунь выше устья р. Иня. Они состоят преимущественно из коренных пород, образующих борта долины р. Иня. В глыбовом скоплении встречаются глыбы с хорошо сохранившимися стесанными и заглаженными ледником отдельными плоскостями, что свидетельствует об их обработке ледником и позволяет относить скопления, содержащие такие глыбы, к моренам. Морфоскульптура скопления отчетливо показывает сложное сочетание валов шириной до 60 м и протяженностью до 800 м, валиков с неправильной формы кольцевыми структурами с общей вытянутостью вдоль крутого борта более высокой террасы, что характерно для краевых морен. П.А. Окишев [11] при сравнении с современными ледниками показал, что развитие подобных структур связано с динамикой льда в приконцевой части ледниковых языков. Замкнутые валики по краям западинок на поверхности ледника, по его мнению, формировались при его неподвижном состоянии на омертвевшей части ледникового языка в результате сползания моренного материала к основанию ледяных бугров, при стаивании которых вместо бугров образуются кольцевые структуры. Описанная морена датируется серией бериллиевых дат около 16 тыс. л. н. [2], что позволяет относить ледниковые отложения на 55-метровой террасе р. Катунь к последнему сартанскому оледенению. Во время последнего оледенения ледники из долины р. Иня и, по-видимому, из долин других боковых притоков выходили в долины магистральных рек Чуя и Катунь, возможно, до северной границы Яломано-Катунской зоны.

Сравнительный анализ четвертичных отложений, условий их залегания и рельефа в долинах Чуи и Катуни с аналогичными образованиями долины р. Колумбия Колумбийского базальтового плато, являющейся классической, типовой территорией проявления гигантских катастрофических паводков после прорыва ледниковой плотины приледникового озера Миссула, показывает их резкие различия. Рельеф скэбленда (т.е. срезанной земли), развитый на Колумбийском плато, образован преимущественно эрозионными формами – каналами глубиной до 120 м, огромными водобойными ваннами, каскадами сухих водопадов, создавшими сеть глубоких каньонов. Долина р. Катунь представляет собой мощную зону накопления четвертичных отложений с хорошо сохранившимися аккумулятивными формами рельефа. Новые данные, полученные авторами в последнее время,

противоречат гипотезе образования четвертичных отложений в долине р. Катунь в результате деятельности катастрофических суперпаводков. Отсутствие актуалистической модели формирования образований суперпаводков приводит к произвольному толкованию некоторыми учеными признаков, относящихся к различным генетическим типам отложений.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН № 122041400243-9 при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

1. Твенхофел У.Х. Учение об образовании осадков. М.–Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. 916 с.
2. Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика и палеогеографическое значение). Томск: Изд-во ТГПУ, 2005. 224 с.
3. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с.
4. Барышников Г.Я., Панин А.В., Барышников С.Г. Экстремальные природные явления горных стран (на примере Горного Алтая). Барнаул: Изд-во Алтайского университетата, 2017. 153 с.
5. Поздняков А.В., Тимофеев Д.А. Происхождение грядового рельефа Курайской котловины Горного Алтая // Геоморфология. 2007. № 2. С. 78–89.
6. Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катуни. Новосибирск: Параллель, 2008. 182 с.
7. Парначев С.В. Геология высоких алтайских террас (Яломано-Катунская зона). Томск: Изд-во ИПФ ТПУ, 1999. 137 с.
8. Борисов Б.А., Чернышева М.Б. Стратиграфия и палеогеография четвертичных отложений Яломанской впадины (Горный Алтай) // Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфолгия СССР: Сборник научных трудов к XII конгрессу ИНКВА. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. С. 57–62.
9. Ефимцев Н.А. О строении и происхождении антропогеновых отложений долин рек Чуи и Катуни в Горном Алтае // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1964. № 29. С. 115–130.
10. Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М.: Наука, 1981. 132 с.
11. Окишев П.А. Горные ледники и морфоскульптура ледниковых отложений: Учебное пособие. Томск: Издательский дом ТГУ, 2017. 204 с.

ЭОЛОВЫЙ РЕЛЬЕФ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.С. Зыкина[1,2], В.С. Зыкин[1,2], Е.Л. Маликова[1]

[1] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия, zykina@igm.nsc.ru

[2] Институт географии РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. В статье показано широкое распространение разновозрастного эолового рельефа в Западной Сибири. Приводится описание как скульптурных, так и аккумулятивных форм эолового рельефа. Приведены доказательства эолового генезиса гривного и увалистого рельефа. Показано, что активизация эоловых процессов происходила в холодные периоды плейстоцена и голоцена при преобладании юго-западных ветров.

Ключевые слова: эоловый рельеф; плейстоцен; голоцен; Западная Сибирь

AEOLIAN RELIEF OF WESTERN SIBERIA

V.S. Zykina[1,2], V.S. Zykin[1,2], E.L. Malikova[1]

[1] Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

[2] Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Absract. The article shows the wide distribution of diachronous aeolian relief in Western Siberia. The description of both sculptural and accumulative relief forms is given. Evidence of the aeolian genesis of the grivas and ouval relief is given. It is shown that the activation of aeolian processes occurred during the cold periods of the Pleistocene and Holocene with the predominance of southwestern winds.

Keywords: aeolian relief; Pleistocene; Holocene; Western Siberia

Несмотря на то, что современные эоловые образования занимают в Западной Сибири небольшие участки, связанные в основном с антропогенной деятельностью, хорошо сохранившийся реликтовый эоловый рельеф, возникший в четвертичное время, занимает значительные площади. Широкое распространение и многообразие эоловых форм, недостаточная разработанность критериев диагностики генезиса рыхлых образований привели к разнообразной интерпретации их формирования. Многие эоловые формы Западной Сибири, независимо от трактовки их происхождения, были изучены С.А. Архиповым, Я.Я. Балабаем, М.Е. Городецкой, А.М. Малолетко, В.А. Мартыновым, В.А. Николаевым, В.И. Орловым, И.В. Пилькевичем, А.В. Поздняковым, Б.А. Федоровичем, A. Goudie и др. Особая роль в изучении эолового рельефа Западной Сибири принадлежит И.А. Волкову, давшему полную характеристику разнообразных эоловых образований юга Западно-Сибирской равнины и установившему многие закономерности их формирования.

Эоловый рельеф Западной Сибири состоит из отрицательных дефляционных и аккумулятивных форм рельефа. Этапы его формирования, как было показано еще И.А. Волковым [1], соответствуют образованию горизонтов лёссовой толщи Западно-Сибирской равнины. Отрицательные формы рельефа представлены крупными дефляционными поверхностями и замкнутыми неглубокими дефляционными котловинами различных размеров. Редкие крупные котловины резко контрастируют с многочисленными мелкими. Замкнутые котловины широко распространены на юге Западной Сибири и приурочены преимущественно к зоне семиаридного климата. В них часто располагаются бессточные озера. По мнению А. Гоуди [2], площадь распространения плоских замкнутых эоловых котловин (панов) на Западно-Сибирской равнине – одна из крупнейших в мире. Доказательством дефляционного происхождения в аридном климате этих котловин являются пустынная мостовая, ветрогранники, карбонатная кора и пустынный загар на обломках и гальках коренных пород, растрескавшиеся крупные гальки и мелкие валуны на дне и склонах дефляционной котловины оз. Аксор в Павлодарском Прииртышье, образовавшейся во время ермаковского оледенения, соответствующего 4-й морской изотопно-кислородной стадии. Для времени последнего сартанского оледенения в этой котловине установлено отчетливое циклическое чередование озерных песков, полигональных первично-песчаных жил и горизонтов пустынного выветривания и селективного выдувания, отражающее резкие изменения температуры и увлажнения климата тысячелетней продолжительности [3]. На холодный климат времени активизации эоловых процессов указывают мерзлотные деформации на склонах котловины оз. Аксор. Об аридном климате начальных стадий дефляции во время сартанского оледенения во 2-ю морскую изотопно-кислородную стадию свидетельствуют клинья усыхания на дне котловины оз. Чаны, образовавшейся в это время. Они также встречаются в основании гривной толщи в обрыве котловины оз. Чаны у пос. Квашнино. Часто на подветренном, северо-восточном берегу дефляционных котловин присутствуют вытянутые вдоль берега серповидные гривы (лунеты), сформированные материалом,

выдутым из котловины. Расположение дефляционных котловин юго-западнее относительно поперечных аккумулятивных форм (грив) показывает значительное усиление циклонических ветров юго-западного переноса, оказывающих мощное эрозионное и аккумулятивное воздействие на земную поверхность в умеренных широтах. Более древними образованиями, по-видимому, являются бессточные дефляционные, достаточно крупные котловины озер Чаны, Кулундинского, Кучук, Кызыл-Как, Теке, Киши-Карой, Силетитениз, Улькен-Карой. Глубина этих дефляционных котловин превышает 70 м. Эоловый вынос материала из них происходил неоднократно во время эпох похолоданий и аридизаций климата.

Дефляционные формы рельефа обычно парагенетически тесно связаны с аккумулятивным эоловым рельефом. На юге Западно-Сибирской равнины он формирует хорошо сохранившийся гривный рельеф последнего оледенения, состоящий из вытянутых с юго-запада на северо-восток гряд высотой 5–15 м, параллельно господствующим в настоящее время ветрам. Обычно их длина составляет несколько километров, а ширина – до 1.5 км. Несколько меньший размер имеют серповидные гривы, расположенные на северо-восточных бортах выдутых котловин. В основном гривы приурочены к участкам достаточно крупных неглубоких понижений, выработанных в результате площадной дефляции (Чановская котловина, Суминское займище и др.) на ее начальных этапах. Гривы сложены коричневато-желтыми, преимущественно мелкозернистыми, неслюдистыми песками, супесями и алевритами. Для них характерна типичная эоловая слоистость, представленная субгоризонтальными слоями неодинаковой мощности до 5 см, с неровными, неправильно мелкоямчатыми, несколько деформированными волнистыми границами между ними. Внутри слоев развита мелкая, несимметричная эоловая рябь. Материал, слагающий гривную толщу, выдут из многочисленных дефляционных котловин, расположенных юго-западнее.

Гривы образованы двумя разновозрастными генерациями эоловых отложений, часто разъединенными позднеледниковой суминской почвой, клиньями усыхания или мерзлотными образованиями. Обнаружено также разделение двух гривных толщ озерными осадками с возрастом около 14 тыс. лет. В местах аккумуляции лёссового покрова эти толщи фациально переходят в тулинский и ельцовский лёссы. Иногда встречаются цокольные гривы, имеющие в основании абразионную гряду, сложенную криотурбированными озерными алевритами, по-видимому, каргинского возраста и облекаемую эоловыми песками, соответствующими ельцовской генерации лёссов. Субаэральный генезис грив подтверждается характером границ между отдельными слоями, входящими в гривную толщу. Они не имеют следов эрозионного воздействия водной среды. В толще, слагающей гривы, отсутствует материал водной сортировки и следы оглеения, но присутствуют горизонты выветривания, несимметричная эоловая рябь, а также слаборазвитые почвенные горизонты и мелкие трещины усыхания. Основание гривной толщи резкое неровное. В ее основании часто встречаются клинья усыхания, а в ее базальном слое, сложенном мелким гравием, в долине р. Омь у пос. Сергино, вдали от выходов коренных пород, был обнаружен состоящий из них мелкий ветрогранник. Севернее широтного отрезка р. Оби гривная толща сложена рыхлыми эоловыми песками [4] с горизонтами ветрогранников. Распространение субаэральных эоловых отложений и форм рельефа Западно-Сибирской равнины во время последнего оледенения показывает, что в то время эта территория представляла огромную холодную пустыню с характерными для нее эоловыми обстановками осадконакопления, обширными дефляционными поверхностями и замкнутыми дефляционными котловинами.

Уникальным объектом Западной Сибири является возвышенная территория Приобского степного плато, названная И.А. Волковым Приобской увалистой равниной. Плато простирается от предгорий Алтая на юге до г. Новосибирска на севере. Общая современная поверхность плато слабо наклонена с юга на север. С запада к Приобскому плато причленяется равнина с огромным количеством выдутых котловин различных размеров и глубины с широко развитым гривным рельефом на севере. Характерной особенностью поверхности плато являются гигантские гряды (увалы), вытянутые прямолинейно с юго-запада на северо-восток и разделенные 14 широкими прямолинейными ложбинами. Протяженность увалов достигает 120–350 км, а ширина – от 15 до 70 км. Они

возвышаются над разделяющими их ложбинами от 5 до 100 м. Ширина ложбин колеблется от 8 до 20 км. Увалы почти параллельны друг другу и имеют плоские вершины и очень пологие склоны. Увалы сложены лёссово-почвенной толщей среднего и верхнего плейстоцена, включающей десять ископаемых педокомплексов [5], что свидетельствует о длительном времени формирования увалов, охватывающем весь плейстоцен. Ориентировка увалов и межувальных понижений почти параллельна северному фронту Горного Алтая. Свидетельствами эолового происхождения увалистого рельефа Приобского плато являются строение увалов и межувальных понижений, сложенных лёссово-почвенными образованиями, горизонты которых параллельны современной поверхности увалов, прямолинейность этих форм рельефа, пологие склоны увалов без следов до голоценовой водной эрозии и вытянутость увалов и межувальных понижений согласно господствующим ветрам, а также отсутствие унаследованности тектоническим структурам фундамента, показанное многими исследователями [6]. Межувальные понижения (ложбины) являются коридорами длительного выдувания во время холодных эпох плейстоцена. Морфологические особенности рельефа Приобского степного плато, его обособленность, размеры составляющих его элементов рельефа позволяют считать эту территорию крупнейшей на Земле системой мега-ярдангов [7], формировавшейся в аридном климате, при преобладающем влиянии эолового фактора. Наиболее полно отражает историю формирования эолового рельефа в плейстоцене разрез у пос. Белово, представляющий поперечный разрез Порозихинско-Алейского увала. В нем отчетливо виден переход от пластовой равнины, сформированной горизонтально залегающими лёссами и почвами, к толще лёссов и почв, расположенных почти параллельно современному рельефу, в том числе склонам увалов. Начало формирования увалов и коридоров выдувания (ложбин между ними), по-видимому, соответствует времени образования даниловского лёсса, залегающего под чарышской почвой, соответствующей МИС 13.

Последний этап активизации эоловых процессов и образования эолового рельефа в Западной Сибири соответствует позднему голоцену. Рыхлые эоловые пески этого времени формируют крупные песчаные массивы, отдельные дюны и их группы, широко распространенные на территории равнины от низкогорий Алтая до Надымского Приобья. Они развиты вдоль речных долин и озерных котловин. Обычно они локализованы вдоль восточной стороны озер или рек и достигают 10 м высоты. Часто на них произрастают боровые леса. Большинство этих эоловых образований перекрыты незрелой современной почвой. Многие из них, особенно на севере равнины, подвергаются сейчас интенсивной эоловой абразии, связанной с антропогенной деятельностью. В эоловых песках на разных стратиграфических уровнях встречаются слаборазвитые ископаемые почвы, фиксирующие фазы увлажнения территории и затухания эоловых процессов. Калиброванная радиоуглеродная датировка погребенной почвы из основания песчаного массива в Надымском Приобье позволяет относить начало его формирования приблизительно к 760 г. н.э. [8]. Чередование горизонтов эоловых песков и погребенных почв в песчаных массивах показывает, что субаэральное осадконакопление в последние 1200 лет контролировалось квазипериодическими изменениями среднегодовой температуры воздуха и увлажнения климата. По данным радиоуглеродного датирования время формирования верхней почвы в Надымском Приобье (1385 и 1485 г. н.э.) и почвы в дюнных песках у пос. Мамонтово в Алтайском крае (1435 и 1523 г. н.э.) почти совпадает. Сравнение хронологического положения погребенных почв, изученных в разрезе в долине р. Надым и Алтайском крае, с интегральными реконструкциями температуры для Северного полушария [9] и Субарктики Евразии [10] показывает, что пески формировались при некотором похолодании климата, а почвы в них – при его потеплении. Основная масса песков образовалась в малый ледниковый период. Формирование самой верхней почвы, датированной 1385 г. н.э. и 1485 г. н.э. в Надымском Приобье, и почвы, погребенной в дюнных песках у пос. Мамонтово в Алтайском крае (1435 и 1523 г. н.э.), соответствует незначительному потеплению климата в интервале 1400–1550 гг. н.э. внутри холодного периода на температурной кривой М.М. Наурзбаева с соавторами [10].

Таким образом, усиление эоловых процессов, формирование эоловых песков и эолового рельефа в позднем голоцене, сопровождаемое падением уровня воды в водоемах и их высыханием, а также

интенсификацией дефляции, были обусловлены короткими фазами некоторого похолодания и аридизации климата. Во время непродолжительных интервалов закрепления эоловых песков растительностью и образования почв температура и режим увлажнения воздуха были, по-видимому, близки современным. С начала современного потепления, с конца XIX в., пески были закреплены и на дюнах стал формироваться почвенный покров.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, по которому проведены полевые работы, радиоуглеродное датирование и описание позднеголоценовых образований, и РНФ, грант № 22-17-00265, по которому выполнено обобщение материалов по плейстоценовому эоловому рельефу Западной Сибири и изучено нескольких форм гривного рельефа.

1. Волков И.А. Роль эолового фактора в эволюции рельефа // Проблемы экзогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976. Кн. 1. С. 264–288.

2. Goudie A., Kent P., Viles H. Pan morphology, distribution and formation in Kazakhstan and neighbouring areas of the Russian Federation // Desert. 2016. Vol. 21. Iss. 1. P. 1–13. DOI:10.22059/jdesert.2016.58313.

3. Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Реконструкция изменений природной среды и климата позднего плейстоцена на юге Западной Сибири по отложениям котловины озера Аксор // Археология, этнография и антропология Евразии. 2003. № 4. С. 2–16.

4. Величко А.А., Тимирева С.Н. Западная Сибирь – великая позднеледниковая пустыня // Природа. 2005. № 5. С. 54–63.

5. Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лёссово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Гео, 2012. 477 с.

6. Малолетко А.М. Лощинно-увалистый рельеф Степного Приобья и Кулунды и его происхождение // Вопросы географии Сибири / Ред. А.А. Земцов. Томск: Изд-во Томского университета, 1976. Вып. 9. С. 124–141.

7. Pötter S., Lehmkuhl F., Weise J., Zykina V.S., Zykin V.S. Spatiotemporal model for the evolution of a mega-yardang system in the foreland of the Russian Altai // Aeolian Research. 2023. Vol. 62. DOI:10.1016/j.aeolia.2023.100866.

8. Зыкина В.С., Зыкин В.С., Вольвах А.О., Овчинников И.Ю., Сизов О.С., Соромотин А.В. Строение, криогенные образования и условия формирования верхнечетвертичных отложений Надымского Приобья // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 6. С. 14–25. DOI:10.21782/KZ1560-7496-2017-6(14-25).

9. Mann M.E., Bradley R.S., Hughes M.K. Northern hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations // Geophysical Research Letters. 1999. Vol. 26. Iss. 6. P. 759–762. DOI:10.1029/1999GL900070.

10. Наурзбаев М.М., Сидорова О.В., Ваганов Е.А. История климата позднего голоцена на востоке Таймыра по данным сверхдлительной древесно-кольцевой хронологии // Археология, этнография и антропология Евразии. 2001. № 3 (7). С. 17–25.

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ В ГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЕ ГОР ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Е.Н. Иванов

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, Россия, egoryo@bk.ru

Аннотация. Рассмотрены современные рельефообразующие процессы в гляциальной зоне горных хребтов юга Восточной Сибири с современным оледенением (Кодар, Восточный Саян, Баргузинский и Байкальский). Выявлены нивально-гляциальные аспекты ландшафтообразующих процессов на этих территориях. Проведена геоморфологическая оценка интенсивности рельефообразования в перигляциальной зоне указанных горных массивов. Выделяются три заметных ступени формирования рельефа в данной местности: ледниковая, термальная и эрозионная.

Ключевые слова: высокогорье; ледник; гляциальный рельеф; перигляциальная зона; морена

THE RELIEF-FORMING PROCESSES IN GLACIAL ZONE OF THE EASTERN SIBERIA'S SOUTH

E.N. Ivanov

Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

Abstract. The relief-forming processes in the glacial zone of the Eastern Sayan ridge are considered in comparison with other mountainous areas of the south of Eastern Siberia with modern glaciation. The nival-glacial aspects of landscape-forming processes in the mountain ranges of the south of Eastern Siberia were revealed. The geomorphological assessment of the intensity of relief formation in the territories with modern glaciation was carried out. Three prominent stages of relief formation in this area are distinguished: glacial, thermal, and erosional.

Keywords: highlands; glacier; glacial relief; periglacial zone; moraine

Рельефообразование в горах происходит при активном участии процессов нивально-гляциального характера. И чем холоднее микроклимат горного района, тем явственнее эти процессы проявляются. Для гор юга Восточной Сибири, приуроченных главным образом к Байкальской рифтовой зоне, характерен резкоконтинентальный холодный климат [1], причем по меридиональному трансекту, в рамках выделенной территории, возможно провести сравнение степени участия нивально-гляциальных процессов в ландшафтообразовании с изменением широтных поясов и средних абсолютных высот горных хребтов.

Механизмы реагирования внутриконтинентальных ледниковых систем на современные изменения климата исследованы не в полной мере. В особенности это имеет отношение к наиболее многочисленному виду ледников – малые горные, площадью до 1 км^2. Таких ледников много на юге Восточной Сибири, на горных хребтах Кодар, Восточный Саян, также они присутствуют на северобайкальских хребтах Баргузинском и Байкальском.

Кодар – горный хребет на самом северо-востоке Станового нагорья, шириной более 50 км, длиной около 250 км, тянется с юго-запада на северо-восток, самая высокая главная точка – пик Бам, 3072 м. В пределах хребта насчитывается 39 современных ледников, преимущественно карово-долинных.

Байкальский хребет окаймляет северо-западный берег оз. Байкал и далее уходит на несколько сотен километров на север. Высшая точка – гора Черского, 2588 м.

Баргузинский хребет также меридионального направления, расположен с противоположной от Байкальского хребта стороны оз. Байкал, его длина более 280 км, ширина от 30 до 80 км. На юге его границей является нижнее течение р. Баргузин, на севере – Верхнеангарская котловина. Высшая точка — пик Байкал, 2841 м.

Восточный Саян – горный хребет протяженностью более 1000 км, асимметричная складчатая структура северо-западного направления, примыкающая к юго-западному краю Сибирской платформы. Высшая точка – г. Мунку-Сардык, 3491 м. Три основных центра оледенения здесь – это район главной вершины Мунку-Сардык, район пика Топографов и горный узел с пиком Грандиозным в центре [2].

Рельефообразующие процессы обуславливаются тремя видами основных факторов, их поддерживающих: постоянные (геологическое строение), меняющиеся медленно (криологические, почвообразующие) и меняющиеся быстро (сейсмические, антропогенные, погодные) [3]. Для анализа происходящих в настоящее время рельефообразующих процессов в горах юга Восточной Сибири нужно учитывать все указанные виды факторов.

Наблюдения за рельефообразующими процессами в горах юга Восточной Сибири проводятся автором с 2007 г. как посредством полевых наблюдений, так и с использованием современных средств сбора геоморфологической информации, таких как обработка материалов ДЗЗ, геоинформационный анализ, установка и анализ данных автоматических приборов регистрации метеопараметров. В таблице приведена характеристика гляциального рельефа участков современного оледенения гор юга Восточной Сибири.

Геоморфологию высокогорных территорий в немалой степени формируют процессы с участием нивально-гляциального компонента. Облик рельефа районов исследования отражает воздействие древнего оледенения, с зафиксированными этапами редких, но мощных наступаний и многочисленных, до восьми раз, отступаний. Древнейшее из фиксируемых следов сибирских оледенений относится к периоду около 135–100 тыс. лет назад. Позже происходило следующее, зырянское, примерно 70–80 тыс. лет назад. Последнее из крупных, сартанское, относят к периоду между

Характеристика гляциального рельефа участков современного оледенения гор юга Восточной Сибири

Хребты	Типы ледников	Высотные пояса	Изменения ландшафтов
Кодар	Карово-долинные, общая площадь 18.8 км^2	Гольцы, альпинотипные луга, тундра, лиственнично-березовые леса редуцированного развития с кедровым стлаником	Утоньшение ледников, зарастание морен, сокращение числа многолетних снежников, смещение высоты границ зоны тундры, повышение границы леса
Байкальский	Висячие каровые, общая площадь 1 км^2	Гольцы, альпинотипные луга, тундра, кедрово-лиственничные леса редуцированного развития с кедровым стлаником	Сохранение геометрических форм при уменьшении толщины ледников, сокращение числа многолетних снежников, повышение границы леса
Баргузинский	Висячие, карово-присклоновые, общая площадь 0.3 км^2	Гольцы, тундра, кедрово-лиственничные леса редуцированного развития с кедровым стлаником	Уменьшение площади ледников и убыль массы, смещение высоты границ зоны тундры, повышение границы леса
Восточный Саян	Каровые, карово-присклоновые, общая площадь 20 км^2	Гольцы, альпинотипные луга, тундра, кедрово-лиственничные леса редуцированного развития с ерником	Уменьшение площади ледников и убыль массы, расширение зоны тундры, повышение границы леса, зарастание морен, сокращение числа многолетних снежников

24 и 10 тыс. л. н. Вдоль хребта в восточном и юго-восточном направлении тянется область уплотнения каров [4].

По местам течений языков этих ледников сформированы речные долины. Позднее рельеф формировался периодическим отступанием разновысотных ледников и флювиогляциалом, а также склоновыми процессами в перигляциальной зоне [5].

Выделяются три заметных ступени формирования рельефа в данной местности: ледниковая, термальная и эрозионная [6].

Ледниковая включает перигляциальные формы – медленно выветривающиеся пирамидальные горы. Эти объекты всегда оставались перигляциальными компонентами, возвышаясь над ледниками, которые «обтесывали» их нижележащие части, формируя отвесные скалы. Это определяется по останцам, называемым у горных восходителей «жандармами». Мощность эрозионных процессов, происходящих сейчас, значительно меньше действовавших в то время. Нижележащие части этой ступени сложены денудационными и аккумуляционными формами рельефа, к которым относятся и ледниковые морены.

Основными компонентами термальной ступени формирования рельефа являются ложбины с временными водотоками. К денудационным формам рельефа на этой ступени относятся врезанные долины, а к аккумуляционным – оставшиеся части боковых морен с тающим сезонным льдом, формирующим изнутри гряды разных направлений. Именно на этой ступени ярче всего выражены троговые долины, нередко «висячие», когда одна долина обрывается в другую.

Эрозионные речные долины и террасы со следами действующих наледей составляют третью, эрозионную, ступень, формирующую рельеф. Эту ступень характеризуют меандрирующие по широким долинам русла рек и отводящие формы в виде ущелий и каньонов. На склонах делювий – коллювий, пролювий и солифлюкционные пласты спускаются в виде конусов выноса на ровные псевдотеррасы, перемежаемые оврагами.

Отражение рельефообразующих процессов указанных районов также можно отследить по современным наледям. Их появление и устойчивое функционирование связано с современным состоянием нивально-гляциальных геосистем [7]. Массивные наледи показывают наличие подземных нивально-гляциальных объектов, находящихся на финальном этапе полного протаивания, когда скопившиеся грунтовые воды начинают обильно изливаться на поверхность. Это справедливо для первых двух ступеней формирования рельефа. В нижележащей эрозионной ступени наледи могут образовываться и из вод речных или артезианских источников. На этой ступени отключается фактор подземного охлаждения вод погребенным льдом.

Эти ступени формирования высокогорного рельефа характеризуют каждый горный район амплитудой высотной поясности, и их уровни зависят от локальных климатических условий [8].

Выявленные рельефообразующие процессы в гляциальной зоне гор юга Восточной Сибири позволяют провести геоморфологическую оценку интенсивности формирования рельефа в районах с наличием современного оледенения.

1. Voropay N.N., Ryazanova A.A., Dyukarev E.A. High-resolution bias-corrected precipitation data over South Siberia, Russia // Atmospheric Research. 2021. Vol. 254. 105528. DOI:10.1016/j.atmosres.2021.105528.

2. Иванов Е.Н. Динамика снежно-ледовых геосистем гор юга Восточной Сибири. Иркутск: ИГ СО РАН, 2015. 125 с.

3. Ивановский Л.Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л.: Наука, 1967. 264 с.

4. Коваленко С.Н., Гергенов И.И. Высокогорные формы рельефа горного массива Мунку-Сардык // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2. № 4. С. 122–140. DOI:10.26516/2541-9641.2022.4.122.

5. Kitov A.D., Kovalenko S.N., Plyusnin V.M. The results of 100-year-long observations of the glacial geosystem dynamics in the Munku-Sardyk massif // Geography and Natural Resources. 2009. Vol. 30. Iss. 3. P. 272–278. DOI:10.1016/j.gnr.2009.09.012.

6. Kitov A.D., Kovalenko S.N., Plyusnin V.M., Suvorov E.G. Modern changes of the high-mountain landscapes and glaciation in Southern Siberia (Russia) by the example of the Eastern Sayan mountains // Environmental Earth Sciences. 2015. Vol. 74. Iss. 3. P. 1931–1946. DOI:10.1007/s12665-015-4455-y.

7. Коваленко С.Н., Мункоева Э.В. Типы горного рельефа и происхождение наледей в районе горы Мунку-Сардык // Вестник кафедры географии ВСГАО. 2013. № 3–4. С. 24–44.

8. Plyusnin V.M., Ivanov E.N., Kitov A.D., Sheinkman V.S. The dynamics of contemporary glaciers in the mountains of the south of East Siberia // Geography and Natural Resources. 2017. Vol. 38. Iss. 3. P. 267–274. DOI:10.1134/S1875372817030076.

ПРОНИЦАЕМОСТЬ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ОБРАБАТЫВАЕМОГО СКЛОНА В ФОРМИРОВАНИИ СТОКА НАНОСОВ БАССЕЙНА Р. ПЛАВА

М.М. Иванов[1,2], Н.Н. Иванова[2]

[1] Институт географии РАН, г. Москва, Россия, ivanovm@igras.ru
[2] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Аннотация. Представлены результаты комплексного исследования малого равнинного водосбора в зоне интенсивного радиоактивного загрязнения на предмет транспорта материала на эродируемых склонах за их пределы через нижнюю границу пашни, которая служит важной литодинамической границей. Ее роль требует количественного учета при оценке бюджета наносов и миграции ассоциированных с наносами загрязнителей в пределах территорий с высокой сельскохозяйственной нагрузкой. В условиях высокого уровня радиоактивного Чернобыльского загрязнения ^{137}Cs становится возможным применение радиоцезиевого метода и оценки интенсивности перераспределения материала за постчернобыльский период.

Ключевые слова: эрозионные процессы; сток наносов; радиоцезиевый метод; радиоактивное загрязнение; Тульская область

PERMABILITY OF LOWER BOUNDARY OF ARABLE SLOPE DURING FORMATION OF SEDIMENT YIELD

M.M. Ivanov[1,2], N.N. Ivanova[2]

[1] Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract. The results of a comprehensive study of a small plain catchment area in the zone of intense radioactive contamination for the transport of material on eroded slopes beyond their limits through the lower border of arable land are presented. The lower boundary of arable land serves as an important litho-dynamic boundary, whose role requires quantitative consideration when assessing the sediment budget and migration of particulate pollutants t within territories with a high agricultural impact. Given high level of Chernobyl-derived ^{137}Cs fallout, it becomes possible to carry out mass application of radiocesium method and assess the intensity of material redistribution for the post-Chernobyl period.

Keywords: erosion processes; sediment yield; radiocesium method; radioactive contamination; Tula Region

В условиях высокой сельскохозяйственной нагрузки ускоренная эрозия обрабатываемых почв является основным источником бассейновой составляющей стока наносов равнинных рек. В процессе транспортировки мобилизованные наносы должны пересечь нижнюю границу пахотного склона. Данная граница служит серьезным препятствием, которое удается преодолеть далеко не всему объему перемещаемого материала. В нижней части склона может аккумулироваться почти весь поступающий с вышележащих участков водосбора материал, выводя эти территории из процесса формирования стока наносов, что приводит к функциональной геоморфологической разобщенности отдельных частей речного бассейна. Так, например, валы напашей на нижних границах распаханных склонов задерживают большую часть поступающего материала. Преодоление этого барьера может осуществляться только в условиях перелива склонового стока после интенсивных дождевых осадков, снеготаяния или при концентрации его в склоновых ложбинах.

Для описания высокой неравномерности пространственно-временного развития эрозионно-аккумулятивных процессов при резкой смене условий требуется больший объем фактического материала. Применение техногенного ^{137}Cs существенно расширило набор методов, используемых при изучении эрозионно-аккумулятивных процессов. Этот радионуклид является надежным хронологическим маркером, поскольку фиксирует положение дневной поверхности на аккумулятивных позициях рельефа в момент его интенсивного поступления из атмосферы.

Определение содержания гамма-радиоактивного ^{137}Cs в почве может осуществляться путем отбора проб и последующих лабораторных исследований либо проведением полевых спектрометрических измерений. Первый способ является более трудозатратным, дает точные абсолютные показатели концентрации и запасов радионуклида. Техническое развитие сделало доступными компактные и недорогие детекторы гамма-излучения, область применения которых ограничена практически только фантазией пользователя. Высокий уровень радиоактивного загрязнения в зоне воздействия чернобыльской аварии дает возможность получать статистически надежные показатели интенсивности излучения ^{137}Cs даже при помощи небольших детекторов со сравнительно низкой эффективностью регистрации [1].

Происходящие в последние годы процессы, связанные с активизацией деятельности крупных агрохолдингов, несомненно, будут способствовать некоторому росту потерь почв с пашни, так как происходит расширение площадей под пропашными культурами. В условиях глобального потепления для территории Восточно-Европейской равнины все чаще становится типичной ситуация, когда при плавном переходе от осеннего к зимнему сезону в период формирования устойчивого снежного покрова почва сохраняет свою инфильтрационную способность [2]. В силу этого талый смыв, как одна из основных составляющих стока наносов, в значительной степени редуцируется вплоть до практически полного исчезновения в отдельные годы. Снижение поверхностного стока [3] приводит к тому, что доля внутрибассейновой аккумуляции наносов в общем их бюджете будет расти, включая аккумуляцию в нижней части пахотных склонов [4].

В работе представлены результаты комплексного обследования малого водосбора в бассейне р. Плава (Тульская обл.), где в условиях интенсивного радиоактивного загрязнения есть возможность успешного применения радиоцезиевого метода при сравнительно малых трудозатратах. Была произведена оценка интенсивности аккумуляции за постчернобыльский период для серии почвенных разрезов и скважин, расположенных на задернованных бортах и в днище сухой долины. Крупномасштабная аэрофотосъемка, проведенная при помощи БПЛА, позволила получить крупномасштабный ортофотоплан и ЦМР высокой точности. Интенсивность эрозионного смыва на прилегающих выше распахиваемых склонах была оценена при помощи математического моделирования, которое позволило оценить количество мобилизованного материала, поступающего к нижней границе пашни на каждом из ее отдельных участков. Состояние микрорельефа нижней границы пашни было визуально обследовано на предмет наличия четко выраженного антропогенного вала и наличия следов перелива склонового стока через напашь. Совмещая указанные методы, можно с высокой вероятностью предсказывать потенциальные пути миграции наносов за пределы пахотного склона. Однако полностью заменить прямые наблюдения использованием материалов

дистанционного зондирования для поставленной задачи на данный момент невозможно в силу необходимости достоверного определения выраженности напаши.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, проекты № 21-77-00050 и 23-77-10045.

1. Барабанов А.Т., Долгов С.В., Коронкевич Н.И., Панов В.И., Петелько А.И. Поверхностный сток и инфильтрация в почву талых вод на пашне в лесостепной и степной зонах Восточно-Европейской равнины // Почвоведение. 2018. № 1. С. 62–69. DOI:10.7868/S0032180X18010069.

2. Иванов М.М., Иванова Н.Н. Экспресс-анализ вертикального распределения 137Cs в почве для оценки темпов эрозионно-аккумулятивных процессов в зоне интенсивного радиоактивного загрязнения // Почвоведение. 2023. № 4. С. 510–520. DOI:10.31857/S0032180X22601104.

3. Пространственно-временные закономерности развития современных процессов природно-антропогенной эрозии на Русской равнине / Ред. В.Н. Голосов, О.П. Ермолаев. Казань: Изд-во АН РТ, 2019. 372 с.

4. Ivanov M.M., Ivanova N., Golosov V. Sediment and particulate 137Cs budget studies in Upa River basin: History, results, and prospects // Land. 2023. Vol. 12. Iss. 1. 175. DOI:10.3390/land12010175.

СЛАБЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КАК ФАКТОР ЗАВЕРШЕНИЯ ЦИКЛА ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ГОРАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

В.А. Караваев[1], А.С. Горбунов[2], С.С. Семиноженко[3]

[1] Институт географии РАН, г. Москва, Россия, karavaev@igras.ru
[2] Воронежский государственный университет, г. Воронеж, Россия
[3] Рослесинфорг, Россия, г. Москва, Россия

Аннотация. В исследовании выявляются особенности воздействия слабых землетрясений на течение экзогенных процессов в горах Центрального Кавказа. Авторы предполагают, что процессы, которые связаны с накоплением и передвижением обломочного материала – обвально-осыпные и сели, подчиняются цикличности и подвержены комплексному влиянию ряда факторов, как изменяющихся со временем, так и постоянных – температуры воздуха, осадков, морозного выветривания, морфометрических показателей рельефа, сейсмичности и свойств горных пород. Новизна заключается в их совместном анализе. Цикл развития экстремальных экзогенных процессов (ЭЭП), в ходе которого одни обуславливают другие, способен длиться в течение ряда лет. Авторы изучают ЭЭП в бассейне р. Черек Балкарского начиная с 2009 г., где их цикл составляет от 3 до 6 лет. Одновременная активность нескольких факторов, в значительной степени не непосредственная, а заблаговременная, предопределила завершение предыдущего цикла ЭЭП летом 2017 г. Методы работы базировались на расчетах интенсивности землетрясений на поверхности в районе исследования, исходя из их силы в различных эпицентрах и глубины последних. Выявлено, что, помимо подготовительной роли, в цикле ЭЭП слабые землетрясения могут выполнять функцию «спускового механизма» для крупных селей. Так, в июле 2012 г. и июле 2017 г., когда сходы подобных селей завершили на исследуемой территории очередные циклы экстремальных экзогенных процессов, «спусковым механизмом» в обоих случаях послужили слабые трехбалльные землетрясения, и во втором случае в значительно меньшей степени, – небольшое превышение температуры воздуха, усилившее таяние ледников в высокогорье.

Ключевые слова: факторы формирования; землетрясение; цикл; экстремальные экзогенные процессы; горный ландшафт; обломочный материал; Центральный Кавказ

WEAK EARTHQUAKES AS A CYCLE COMPLETION FACTOR EXTREME EXOGENOUS PROCESSES IN THE MOUNTAINS OF THE CENTRAL CAUCASUS

V.A. Karavaev[1], A.S. Gorbunov[2], S.S. Seminozhenko[3]

[1] Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2] Voronezh State University, Voronezh, Russia
[3] Roslesinforg, Moscow, Russia

Abstract. The aim of the proposed study is to reveal the features of the impact of weak earthquakes on the course of exogenous processes in the mountains of the Central Caucasus. The article assumes that the processes associated with the accumulation and movement of clastic material – landslide-scree and debris flows, have a cyclical nature and are subject to the complex effect of several factors that change over time – air temperature, precipitation, frost weathering and seismicity, among which earthquakes are one of leading. The novelty is their joint consideration. The cycle of development of extreme exogenous processes (EEP), during which some cause others, can last for a number of years. In the Cherek Balkarsky river basin, where the authors have been conducting research since 2009, it is from 3 to 6 years. The prerequisite for the completion of the previous EEP cycle in the summer of 2017 was the joint activity of several factors, and, to a large extent, not immediately, but in advance. The methods of work were based on calculations of the intensity of earthquakes on the surface in the study area, based on their strength at various epicenters and the depth of the latter, and taking into account regional constants. Results. It was revealed that in addition to the preparatory role, weak earthquakes in the EEP cycle can act as a "trigger" for large debris flows. So, in July 2012 and July 2017, when similar debris flows completed the next cycles of extreme exogenous processes in the study area, weak 3-magnitude earthquakes served as a "trigger" in both cases and, in the second case, to a much lesser extent, – a slight increase in air temperature, which increased the melting of glaciers in the highlands.

Keywords: formation factors; earthquake; cycle; extreme exogenous processes; mountain landscape; debris; Central Caucasus

Роль землетрясений в активизации экзогенных процессов[1] традиционно является предметом исследований – спровоцированные сейсмическими событиями оползни, обвалы, сели и лавины имеют часто большую разрушительную силу [1]. Так, 12 мая 2008 г. на юго-западе Китая произошло Вэньчуаньское землетрясение магнитудой 7.9–8.0, само по себе принесшее многочисленные жертвы и большие разрушения. Однако его другие масштабные последствия были отсрочены на два года – 8 августа 2010 г. после обильных ливневых дождей в провинции Ганьсу сошли крупные сели с участием подготовленного землетрясением обломочного материала [2–4].

Как видно, речь идет выше о сейсмических событиях большой силы, всегда ведущих к началу экзогенных процессов или их усилению. В предлагаемом исследовании уделяется первостепенное внимание прежде всего слабым и средней силы землетрясениям, которые случаются гораздо чаще, тоже с отсрочкой эффекта, и которые действуют совместно с другими факторами, повышающими активность селей, лавин, осыпей, быстрых оползней, обвалов и камнепадов.

[1] Под активностью понимается частота и интенсивность проявления процесса в единицу времени. Термин «экстремальные» в отношении изучаемых процессов подчеркивает их большую силу, намного превышающую фоновые проявления процессов, и быстродействие, которое не дает местным геосистемам времени для адаптации.

Для выявления специфики экзогенных процессов Центрального Кавказа авторы начиная с 2009 г. проводят исследования на территории, репрезентативной для всего региона – в бассейне р. Черек Балкарского, в верхнем его течении, и бассейнах его истоков – Карасу и Дыхсу.

Территория исследований входит в сейсмически активную южную часть Европейской России – полосу шириной 200–300 км вдоль государственной границы, где возможны землетрясения интенсивностью до 10 баллов (по 12-балльной шкале интенсивности землетрясений Медведева – Шпонхойера – Карника – MSK-64) [5].

В горных условиях образуются особые типы геосистем, которые обязаны своим происхождением экзогенным процессам – селевым, лавинным, обвально-осыпным и т.д. Выявление и изучение подобных комплексов представляет как теоретическую, так и очевидную прикладную ценность. Для этого на территории исследования, которая включает в себя среднегорные и высокогорные участки, с 2009 г. регулярно обследуется десять ключевых, наиболее показательных, очагов развития разнородных экстремальных экзогенных процессов: селево-лавинные комплексы Метиан-Суу (в верховьях р. Черек Балкарского), Тютюн-Су (в среднем его течении), Ахсу и Ортозюрек (притоки р. Карасу в верхнем ее течении), безымянный ручей в долине р. Лькези, оползень в долине р. Карасу, очаги активности обвально-осыпных процессов в долине р. Лькези и на участках вблизи ледников Штулу Западный и Штулу Восточный, а также осыпь в верхнем течении р. Черек Балкарского.

Возможно, опасные (экстремальные) экзогенные процессы, связанные с накоплением и перемещением обломочного материала – обвально-осыпные процессы и сели, – образуют цикл. Схема цикла: после схода крупных селей в горном ландшафте в результате обвально-осыпных, русловых процессов, сходов лавин начинает накапливаться обломочный материал. По достижении критической массы, даже при слабом воздействии любого из факторов, случается следующий сход. Основные факторы, приводящие к формированию цикла: осадки, температура воздуха, сейсмичность, морозное выветривание, морфометрические показатели рельефа, состав обломочного материала и его морфологические особенности. Учет последнего фактора предполагает выявление свойств грунтов, вызывающих их ответные реакции на воздействие других факторов.

Новизной подхода является совместный анализ различных факторов, позволяющий выявлять «кумулятивный эффект», при котором складываются даже слабые их проявления, способные вызвать финальный сход селя, завершающий цикл. Его стабильному течению способствует соответствие средним многолетним трендам как абсолютных показателей факторов, меняющихся во времени – температуры воздуха, осадков, морозного выветривания, сейсмичности, так и их временного хода – суточного, недельного, месячного и т.д.

В исследуемом районе, как показали наблюдения, цикл составляет 3–6 лет.

На первом этапе исследования влияния землетрясений необходимо было определить начальную точку отсчета – минимальную силу сейсмического события, которая принимается во внимание. Анализируя описание ощущений от землетрясений различной силы и оценив перемещение обломочного материала в результате их действия, авторы решили, что минимальным значением, которое следует учитывать в работе, являются 3 балла по шкале MSK-64, характеризуемое как «сотрясение поверхности от проезжающего рядом грузовика».

Далее предстояло выбрать базу данных, из которой предстояло черпать данные о землетрясениях. За источник информации был взят каталог Геологической службы США [6].

Расчет проводился по формуле:

$$I = 2.2 + 1.6M - 3.1\sqrt{R^2 + h^2}, \quad (1)$$

где I – интенсивность землетрясения, в баллах; M – магнитуда; R – расстояние от эпицентра в км; h – глубина эпицентра, км; 2.2, 1.6, 3.1 – региональные константы [7].

Результаты расчетов были сведены в таблицу, где указывалось географическое положение эпицентра, его координаты, глубина, магнитуда и сила толчков на территории исследования (таблица). Помимо таблицы, на основе полученных данных была построена карта-схема, которая позволяет

Землетрясения на территории исследования с 2010 г. по 2021 г.

№	Географическое положение эпицентра	Координаты эпицентра		Дата	Глубина, км	Магнитуда	Интенсивность, балл
		Широта	Долгота				
1	Эгейское море (о. Самос)	37°53'50.28"	26°47'1.68"	30.10.20	21	7.0	3.55
2*	**Бухта Бодрум**	**36°55'45.48"**	**27°24'50.04"**	**20.07.17**	**7**	**6.6**	**2.90**
3	Отроги Армянского Тавра	38°25'52.32"	39°03'39.24"	24.01.20	10	6.7	4.27
4		38°51'50.40"	39°59'9.60"	08.03.10	12	6.1	3.50
5	Внутренний Тавр	39°25'22.44"	40°42'26.28"	14.06.20	10	5.9	3.55
6	Акватория оз. Ван	38°38'2.40"	43°04'37.20"	21.10.11	5	5.9	3.33
7		38°48'32.40"	43°17'60.00"	23.10.11	5	5.7	3.07
8		38°43'15.60"	43°30'28.80"	23.10.11	18	7.1	5.27
9	Курдистанский хребет	38°29'44.88"	44°22'23.52"	23.02.20	10	6.0	3.42
10		38°26'47.40"	44°25'0.48"	23.02.20	10	5.8	3.09
11	Северо-Западный Загрос	34°54'39.24"	45°57'33.12"	12.11.17	19	7.3	4.69
12		34°21'39.24"	45°44'39.48"	25.11.18	18	6.3	3.01
13	Карадаг	38°23'20.40"	46°44'42.00"	11.08.12	12	6.2	3.54
14		38°19'44.40"	46°49'33.60"	11.08.12	11	6.4	3.84
15	Скалистый хребет	41°32'56.40"	46°47'20.40"	14.10.12	10	5.5	3.39
16	Самурский хребет	41°32'56.40"	46°47'20.40"	07.05.12	11	5.6	3.37
17	Большой Кавказ	42°08'46.32"	45°48'42.12"	17.09.13	5	5.3	3.39
18	Район Рачинского хребта	**42°31'48.00"**	**44°08'38.40"**	**20.07.12**	**10**	**4.3**	**3.12**
19		42°25'24.96"	43°37'06.96"	13.03.18	12.5	4.4	3.60
20		42°31'58.80"	43°35'46.68"	06.11.18	10	5.0	4.83
21		42°33'39.60"	43°26'9.60"	12.04.10	10	4.1	3.58
22		42°34'49.44"	43°23'10.68"	13.03.21	10	4.1	3.67
23		42°22'44.04"	43°01'30.72"	18.11.15	3.5	4.1	3.07
24		42°36'21.60"	42°56'52.80"	23.10.11	5	5.9	3.33
25		42°20'4.56"	42°47'27.60"	29.06.18	10	4.4	3.30
26	Район Месхетского хребта	41°57'39.60"	42°39'25.20"	19.01.11	10	5.2	4.03
27	Большой Кавказ	43°15'7.20"	41°39'43.20"	28.05.13	4.8	5.1	3.72
28		43°13'8.40"	41°38'13.20"	26.03.13	10	5.1	3.70
29	Акватория Черного моря	42°25'12.00"	41°04'30.00"	25.12.12	10	5.2	3.38
30		42°26'9.60"	40°58'26.40"	25.12.12	10	5.2	3.38

Примечание. Жирным шрифтом выделены данные о землетрясениях, которые могли спровоцировать сходы крупных селей в районе исследования. * – по данным [6].

географически представить картину воздействия землетрясений в различных эпицентрах на исследуемый район (рис. 1).

Землетрясения на территории исследования зарождаются в различных местах, порой находящихся на большом удалении от нее, как например, в Эгейском море, севернее о. Самос (рис. 1, *а*). Самая многочисленная периодически активная группа – восемь событий в разные годы – была выявлена в районе Рачинского хребта, недалеко от Кутаиси. Три землетрясения были зафиксированы вблизи юго-восточной части Главного Кавказского, по две – севернее Бзыбского хребта, юго-западнее г. Эльбруса (рис. 1, *б*) [8] и в северо-западной части Загроса [9]. В некоторых эпицентрах серии сейсмических событий происходили в один день – три случились в восточной части озера Ван и около нее (рис. 1, *в*) [2, 10], по два – южнее Карадага (см. рис. 1, *г*) и восточнее Курдистанского хребта (рис. 1, *в*), а также в Черном море, северо-западнее Поти (рис. 1, *б*). В остальных местах были отмечены единичные землетрясения, отголоски которых докатились до долины р. Карасу [6].

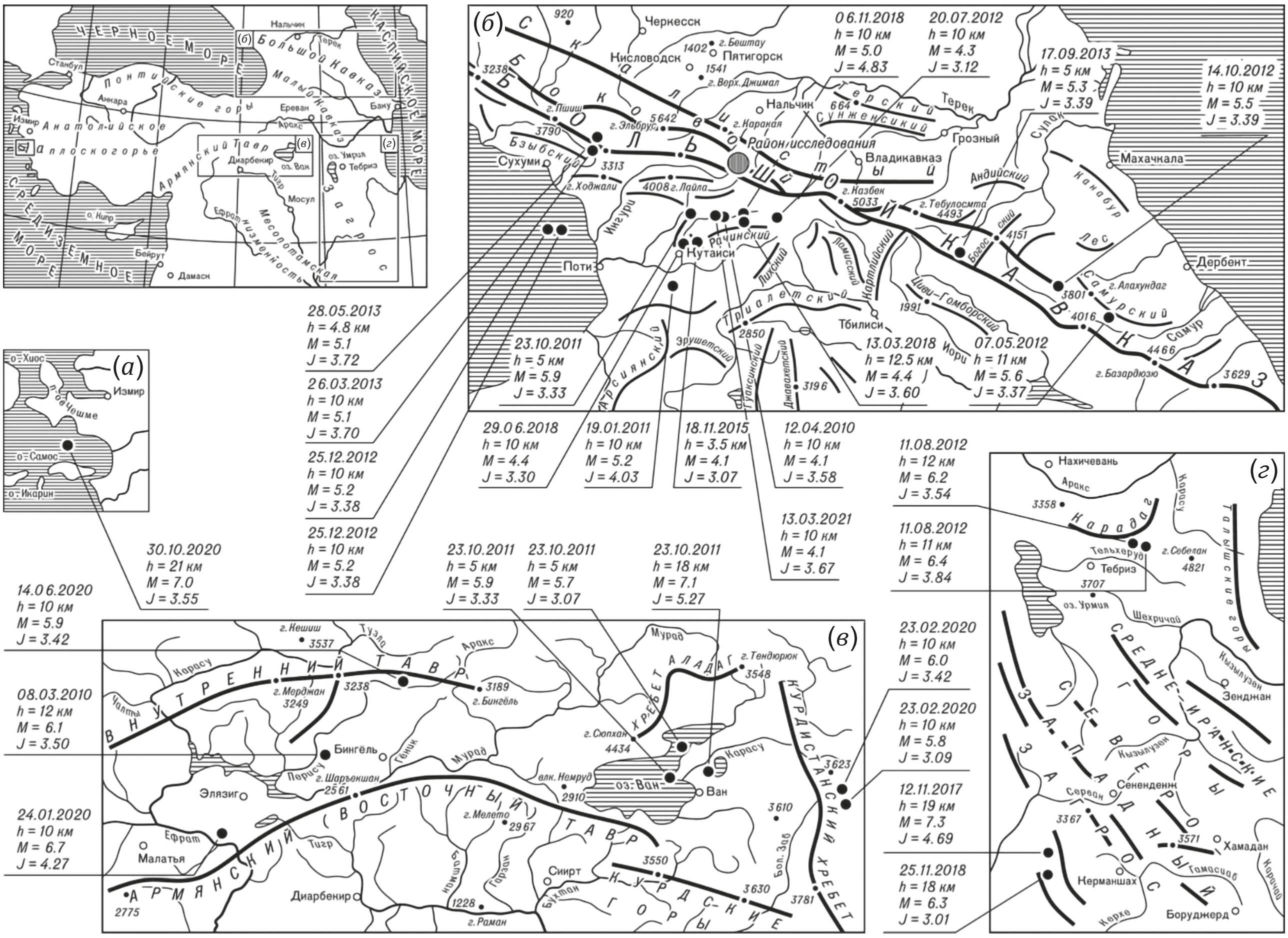


Рис. 1. Эпицентры землетрясений и их параметры – дата, глубина (*h*), магнитуда (*M*) и интенсивность на территории исследования (*I*, баллы) – с 2010 по 2021 г.

Как уже отмечалось, методика исследования предполагает совместный анализ основных факторов проявления экзогенных процессов. Отображения факторов, которые меняются во времени, для удобства анализа помещены друг под другом в одном временном масштабе. Помимо землетрясений, это графики температуры воздуха, осадков и морозного выветривания, которое отражается в количестве переходов температуры воздуха через точку замерзания – ноль градусов по Цельсию. С начала исследования территории и, соответственно, расчетов землетрясений, с 2008 по июль 2012 г., когда завершился первый из отмеченных циклов экстремальных экзогенных процессов, в долинах р. Черек Балкарского, ее истока и притоков случилось 14 землетрясений силой от 3.1 до 6.6 балла, причем «спусковым механизмом» послужило землетрясение в 3.1 балла – температура воздуха соответствовала многолетнему тренду, а осадки значительно отставали от него. Во время следующего цикла произошло 29 землетрясений силой от 3.0 до 4.8 балла. Серия крупных селей сошла в исследуемом районе в июле 2017 г., что принято за окончание очередного цикла. Осадки в том месяце были скудными по июльским меркам – всего 67 мм, что больше чем на 20 мм меньше нормы (рис. 2, *б*).

Ситуация с морозным выветриванием была стандартной – в июне был зафиксирован один переход температуры воздуха через точку замерзания воды, в июле – ни одного. Наиболее активным морозное выветривание было традиционно в марте и апреле, 27 и 22 перехода соответственно, что тоже согласуется с многолетним трендом (рис. 2, *в*).

Превышение среднемесячной температуры воздуха над трендом средней многолетней температуры июля в этих местах было небольшим – около 2° [11], что, однако, усилило таяние ледников в высокогорье, увеличив приток воды в селеносные русла (рис. 2, *а*). В то же время главную роль

в окончании цикла, как и пятью годами ранее, сыграло также слабое землетрясение силой в три балла (рис. 2, *г*). Подобный вывод позволяет делать ситуация с осадками. По графикам видно, что их наибольшие годовые значения приходятся на разные месяцы весны и лета. При этом, в отличие от температуры воздуха, ход которой намного более стабилен и предсказуем, максимальные значения осадков сильно отличаются друг от друга (рис. 2, *а*, *б*). Так, в 2016 г. максимум пришелся на июль и составил 173 мм, в 2018 г. – на март – 247 мм, в 2019 г. – на июль – 202 мм, в 2020 г. – на май – 148 мм

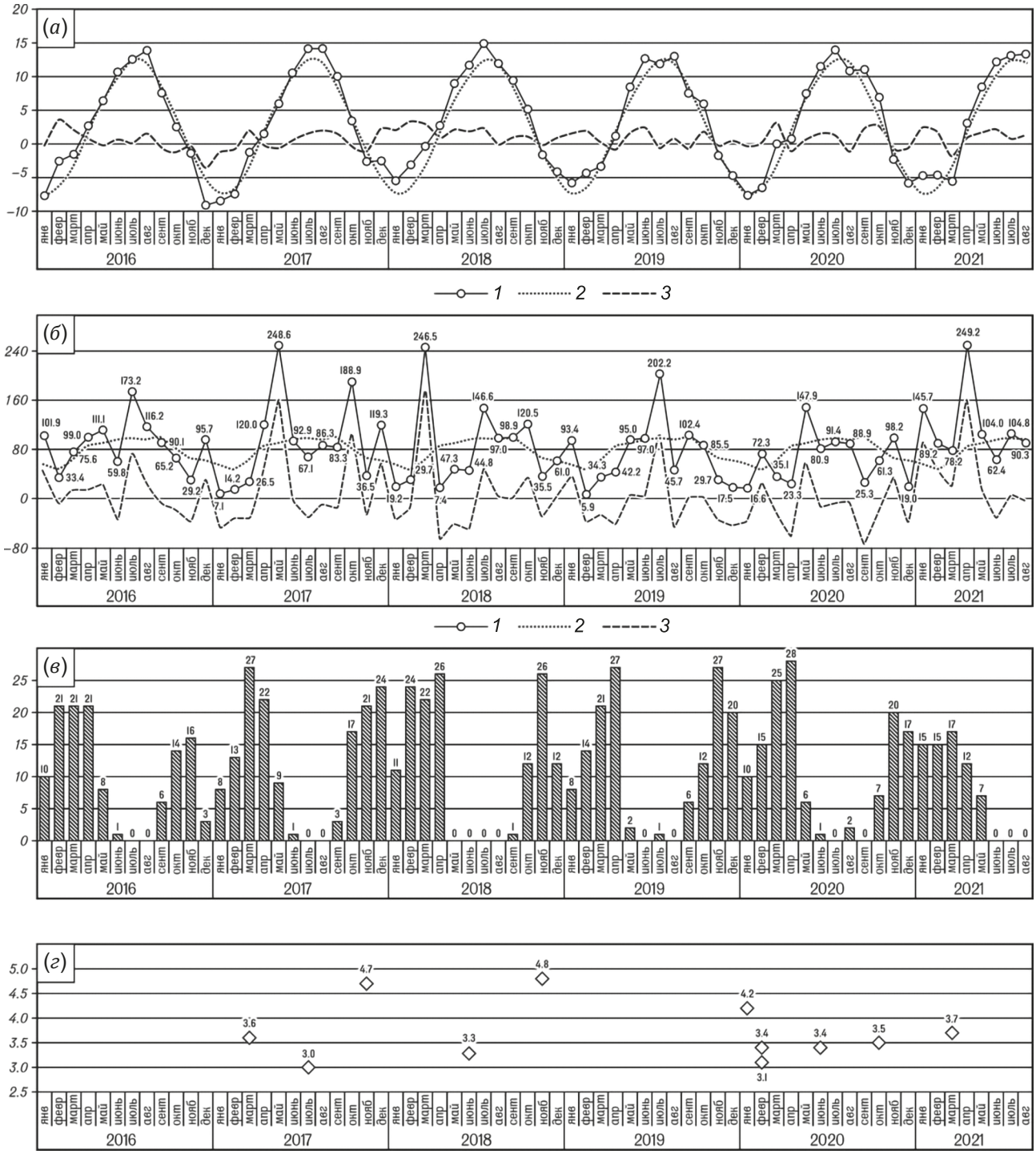


Рис. 2. Факторы формирования экстремальных экзогенных процессов в 2016–2021 гг.
(*а*) – температура воздуха, °С; (*б*) – осадки, мм; (*в*) – количество дней с переходами температуры воздуха через 0 °С; (*г*) – землетрясения, интенсивность в баллах. *1* – среднемесячные значения за год; *2* – среднемесячные значения за 1951–2013 гг.; *3* – отклонения среднемесячных значений за год от среднемесячных значений за 1951–2013 г.

и в 2021 г. – на апрель – 249 мм [12]. Исходя из этого, именно обильные осадки, выпавшие за короткое время, могут спровоцировать сходы селей и завершить цикл. В 2017 г. их наибольшее значение было отмечено в мае и составило максимальную для рассматриваемых шести лет, как и в 2021 г., величину – 249 мм, причем максимум, в отличие от других лет, пришелся на месяц, когда грунт оттаял и стал особенно восприимчив к насыщению водой. Тем не менее, несмотря на уже достаточное для сходов крупных селей количество накопленного обломочного материала, этого не случилось. Они произошли в июле после упомянутого землетрясения. Так, один из самых крупных селей сошел по реке Метиан-Суу, долина которой является одним из ключевых объектов мониторинга экзогенных процессов, размыл автомобильную дорогу и разрушил мост, река же в нижнем течении пробила новое русло.

Помимо очевидной роли подготовки обломочного материала, слабые землетрясения могут выполнять функцию «спускового механизма» для крупных селей, завершающих цикл опасных экзогенных процессов. В июле 2012 г. и июле 2017 г. сошли крупные сели, завершив таким образом на исследуемой территории очередные циклы экстремальных экзогенных процессов. Катализатором в обоих случаях послужили слабые трехбалльные землетрясения, и во втором случае в значительно меньшей степени, – небольшое превышение температуры воздуха, вызвавшее таяние ледников в высокогорье.

1. Куровская В.А., Черноморец С.С., Висхаджиева К.С., Виноградова Т.А., Мавлоназаров О.Н., Бобов Р.А. Оценка количественных характеристик селевого потока 2015 г. в долине р. Барсемдара (Таджикистан) по видеоматериалам и результатам моделирования // Геориск. 2020. № 3. С. 8–11. DOI:10.25296/1997-8669-2020-14-3-12-22.

2. Elliott J.R., Copley A.C., Holley R., Scharer K., Parsons B. The 2011 Mw 7.1 Van (Eastern Turkey) earthquake // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2013. Vol. 118. Iss. 4. P. 1619–1637. DOI:10.1002/jgrb.50117.

3. Horton A.J., Hales T.C., Ouyang Ch., Fan X. Identifying post-earthquake debris flow hazard using Massflow // Engineering Geology. 2019. Vol. 258. 105134. DOI:10.1016/j.enggeo.2019.05.011.

4. Marino P., Subramanian S.S., Fan X., Greco R. Changes in debris-flow susceptibility after the Wenchuan earthquake revealed by meteorological and hydro-meteorological thresholds // Catena. 2022. Vol. 210. 105929. DOI:10.1016/j.catena.2021.105929.

5. Уломов В.И. Выявление потенциальных очагов и долгосрочный прогноз сильных землетрясений на Северном Кавказе // Изменение окружающей среды и климата. Природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. 1: Сейсмические процессы и катастрофы / Ред. А.О. Глико. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 127–146.

6. USGS Earthquake Hazards Program, 2021. URL: https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/ (Last Accessed December 21, 2021).

7. Обеспечение мероприятий и действий сил ликвидации чрезвычайных ситуаций. Часть 2. Инженерное обеспечение мероприятий и действий при ликвидации чрезвычайных ситуаций. Книга 2: Оперативное прогнозирование инженерной обстановки в чрезвычайных ситуациях / Ред. С.К. Шойгу. М.: Папирус, 1998. 166 с.

8. Габсатарова И.П., Королецки Л.Н., Селиванова Е.А., Артемова Е.В., Каменская О.П. Северный Кавказ // Землетрясения Северной Евразии. 2019. № 22 (2013). С. 82–95. DOI:10.35540/1818-6254.2019.22.07.

9. Рогожин Е.А., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Конониди К.Х. О разрушительном землетрясении на границе Ирана с Ираком // Геофизические процессы и биосфера. 2018. Т. 17. № 2. С. 5–22. DOI:10.21455/gpb2018.2-1.

10. Аптикаева О.И. Особенности Ванских землетрясений 1976 и 2011 гг., роевая сейсмичность и поле поглощения S-волн // Геология и геофизика юга России. 2019. Т. 9. № 3. С. 105–118. DOI: 10.23671/VNC.2019.3.36475.

11. Кешева Л.А., Теунова Н.В. Изменение температурного режима в различных климатических зонах Кабардино-Балкарской Республики // Доклады АМАН. 2021. Т. 21. Вып. 1. С. 46–51. DOI:10.47928/1726-9946-2021-21-1-46-51.

12. Ташилова А.А., Кешева Л.А., Теунова Н.В. Анализ режима осадков на Северном Кавказе за последние 60 лет // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа: Коллективная монография по материалам XII всероссийской научно-технической конференции с международным участием «Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа (ГЕОКАВКАЗ 2021)», 15–19 июня 2022 г., г. Махачкала. М.: ИИЕиТ им. С.И. Вавилова РАН, 2022. С. 671–675.

ПРОБЛЕМЫ РЕКРЕАЦИОННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОВРАЖНО-БАЛОЧНЫХ СИСТЕМ В ГОРОДЕ (НА ПРИМЕРЕ БРЯНСКИХ СУДКОВ В Г. БРЯНСКЕ)

С.Н. Ковалёв

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, kovalevsn@yandex.ru

Аннотация. В условиях городских территорий рекреационными зонами могут быть разного рода парки, скверы, сады и т.д. Обычно это объекты, признанные природно-ландшафтными заповедниками разного административного подчинения, объявленные таковыми по постановлению местных муниципальных или областных властей. В г. Брянске это овражно-балочные системы Верхний и Нижний Судки, которые постоянно подвергаются угрозе частичной застройки и потери рекреационных свойств. В то же время некоторые постройки становятся элементами овражно-балочной системы и их снос повлечет за собой активизацию эрозионных процессов, расходы на противоэрозионные мероприятия и рекультивацию территории. Еще одна проблема Судков – их превращение в свалку различного мусора и загрязнение жидкими стоками с большим содержанием горючесмазочных материалов.

Ключевые слова: рекреация; рекреационная зона; овражно-балочная система; Брянск; Верхний и Нижний Судки

PROBLEMS OF RECREATIONAL USE OF GULLY-DRAW SYSTEMS IN THE CITY (ON THE EXAMPLE OF BRYANSK SUDKI IN BRYANSK)

S.N. Kovalev

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract: In urban areas, recreational areas can be various kinds of parks, squares, gardens, etc. Usually these are objects recognized as nature and landscape reserves of various administrative subordination, declared by decree of local municipal or regional authorities. In Bryansk, these are the Upper and Lower Sudki gully-draw systems, which are constantly under threat of their partial development and loss of their recreational properties. At the same time, some buildings become elements of a gully-draw system, and their demolition will entail the activation of erosion processes and the costs of erosion control measures, and reclamation of the territory. Another problem of the Vessels is their transformation

into a landfill of various garbage and contamination with liquid effluents with a high content of fuel and lubricants.

Keywords: recreation; recreational zone; gully-draw system; Bryansk; Upper and Lower Sudki

К землям рекреационного назначения относятся земли, предназначенные и используемые для организации отдыха, туризма, физкультурно-оздоровительной и спортивной деятельности граждан. В состав земель рекреационного назначения входят земельные участки, на которых находятся дома отдыха, пансионаты, кемпинги, объекты физической культуры и спорта, туристические базы, стационарные и палаточные туристско-оздоровительные лагеря, детские туристические станции, туристские парки, учебно-туристические тропы, трассы, детские и спортивные лагеря, другие аналогичные объекты [1]. В Земельном кодексе Российской Федерации предусматривается использование земельных участков, на которых находятся места для отдыха, спорта, а также туристско-оздоровительные лагеря и т.п. Но при этом из перечня выпадают многочисленные городские парки, лесопарки и особо охраняемые природные комплексы и т.д.

Главная проблема создания и использования рекреационных зон – это то, что часто они создаются на территориях, не пригодных к использованию в инфраструктуре города (промышленное и гражданское строительство), хотя в последующем становятся ее элементом, но с ограниченным хозяйственным пользованием, а в процессе эксплуатации часто подвергаются если не полному уничтожению, то значительному ограничению территории в результате перепланировок городской территории и функциональной значимости. В какой-то мере создание рекреационных зон в пределах города, особенно по его окраинам, – это резервирование юридически закрепленных территорий для увеличения его площади с перспективой хозяйственного освоения. Зеленые насаждения рекреационных зон очищают воздух города от пыли и газов, выбрасываемых автотранспортом и промышленными предприятиями. Помимо этого, даже небольшие массивы лесонасаждений служат пристанищем для животного мира и не только для птиц и мелких млекопитающих, но и, в зависимости от площади, для крупных животных. Состояние и использование рекреационных зон в разных городах различно и в основном определяется не столько их функцией, сколько административно-хозяйственным подходом городских властей. Часто наблюдается перекраивание границ рекреационных зон, что приводит к уменьшению их площади. Зачастую рекреации превращаются в торгово-развлекательные объекты, теряя при этом свое функциональное назначение. Но, наверное, наиболее опасно захламление и загрязнение территории рекреационных зон и не только мусором, оставляемым посетителями, но часто бытовыми и строительными отходами. Все это приводит к ухудшению экологического состояния не только самих рекреационных зон, но и города в целом.

Древний г. Брянск не всегда был таким озелененным, как сейчас. Хотя Брянская область находится в зоне хвойно-широколиственных лесов, Брянск достаточно долго не был озеленен. На плане 1802 г. видно, что территория города практически лишена растительности. Только в верховьях Нижнего Судка располагался небольшой по площади массив леса. Необходимо учитывать, что территория тогда ограничивалась собственно частью современного Советского района. К началу 1940-х гг. и он исчез. Большая часть территории современного Брянска – это застройка жилыми кварталами и промышленными предприятиями. По доле зеленых насаждений в общей площади городской территории Брянск занимает 69-е место из 83 областных городов [2].

В городе насчитывается 70 скверов, но только 26 числятся на балансе какой-либо организации. Официально на балансе города числятся 12 парков и скверов общей площадью 51 га, на государственном кадастровом учете – более 1.2 тыс. га лесов, урочищ и балок. Из них на балки Судки приходится 197.75 га, что составляет 16.5 % от общей площади [3].

Овражно-балочные системы Судки – это основные зеленые доминанты на исторической территории города. Значительная доля его центральной части располагается в пределах водосборов балок Верхние и Нижние Судки и представляет собой уникальный для центральной России

природно-архитектурный комплекс. Балкам города присвоен статус памятника природы областного значения «Верхние и Нижние Судки с родниками и бровками отрогами и отвершками (Брянские балки)». Несмотря на современную регулярную планировку, балки определили характер застройки центральной части города, разделив ее на несколько, почти изолированных друг от друга, участков. Практически весь старинный и культурный центр города, современные государственные учреждения расположены непосредственно в пределах водосборов балок.

Протяженность балок составляет 2.5–3.0 км, ширина в устьевой части – 500–600 м, максимальная глубина – до 60 м. Днище балки Верхний Судок в приустьевой части имеет выработанный продольный профиль, сток воды канализирован. Левый борт балки от устья до дамбы представляет собой крутой, часто оползневой и обвально-осыпной склон. Выше дамбы этот борт балки имеет крутизну до 45° и эрозионно опасен вплоть до первого отвершка, идущего вдоль ул. Малозавальской. Выше крутизна левого борта балки изменяется от 15–20° у впадения левого отвершка до 30° в привершинной части. Практически весь борт осложнен оплывинами, оползнями, осовами. Вершинные овраги, располагающиеся среди дачной застройки, имеют признаки активных форм – крутые, незадернованные, обвально-осыпные борта с углами наклона свыше 40°.

Весь левый борт отвершка вдоль ул. Малозавальской крутой, с уклонами, близкими к углам естественного откоса. Вершина отвершка находится в активном состоянии. Правый борт отвершка, как и левый, крутой, имеет углы наклона свыше 40–45°, обвально-осыпной, с промоинами и растущим линейным врезом. К устью правый борт отвершка выполаживается. Практически 2/3 площади днища отвершка от устья к вершине заболочено.

Днище балки Нижний Судок в устьевой части имеет выработанный продольный профиль, сток воды канализирован. На всем правом борту балки от дамбы до вершины развиваются оплывины и обвально-осыпные процессы. На некоторых участках оползнями и линейными размывами разрушается асфальтовое покрытие улиц, расположенных вблизи бортов балки. В месте сочленения дамбы с правым бортом образовался активный в настоящее время овраг.

Сами по себе овражно-балочные системы Верхних и Нижних Судков представляют собой сложный и в определенной мере (особенно в инженерно-геологическом отношении) опасный для города природный объект. В то же время, несмотря на то, что Брянск окружен лесными массивами, залесенная территория Судков представляет собой естественные легкие города, очищая воздушный бассейн центра города от загрязняющих выбросов автотранспорта, промышленных предприятий, пыли и т.д.

На бортах обеих балок, несмотря на попытки ограничить развитие эрозионных и склоновых процессов, они не только не затухают, но в некоторых местах, наоборот, активизируются. К усилению эрозионного процесса в черте города нередко приводит игнорирование особенностей рельефа, что совершенно недопустимо для города с перепадами высот до 60 м. Длинные улицы, идущие параллельно балкам, в периоды снеготаяния и дождей собирают большие массы воды, не уходящие в подземную составляющую стока из-за водонепроницаемости асфальта и практически отсутствия в городе ливневой канализации. Естественные водосборы привязанных к балкам линейных форм, в частности оврагов, поставляют всю собираемую воду в балки. Следуя понижениям рельефа в средней и верхней части этих водосборов, улицы города создают условия для перелива талых и дождевых вод через бордюрный камень и сброс воды в балку. Этому также способствуют и жители, возводя гаражи на самой бровке балок. И это не просто их незаконное строительство в опасной близости от обрыва, но и с подсыпанием грунта для создания площадки для строительства. В итоге такие сооружения разрушаются как под воздействием стекающих с водосбора к бортам вод, так и в результате гравитационных склоновых процессов.

Импульсом для дальнейшего развития линейной эрозии служат как жилые здания, так и противоэрозионные сооружения: системы обводов, водосбросов (быстротоков) и искусственных водосборов. Создание в зоне бровки дополнительных нагрузок приводит к нарушению хрупкого равновесия и аварийности. Быстротоки, не имеющие в устьевых частях при выходе на грунт распылителей стока или усиленной шероховатости, оказываются подмытыми и быстро начинают

разрушаться. Потоки воды, сбрасываемые из них, имеют значительные скорости и при выходе на склоны размывают их, как правило, формируя эрозионную ступень, которая продвигается затем вверх по склону. Устьевая часть быстротока теряет опору на грунт, разрушается и начинается эрозионный врез, продвигающийся как поступательно вниз по склону, так и регрессивно вверх.

Примером может служить левый двухвершинный отвершек балки Нижний Судок. На обоих бортах основного отвершка располагаются гаражи, а на левом – еще и производственная территория, с которой производится неорганизованный сброс воды. Попытка строительства быстротока на левом борту основного отвершка с территории гаражей не привела к стабилизации процесса – сооружение разрушено в 1990-х гг. самим быстротоком. В 2014 г. сток воды прекратился не полностью, о чем свидетельствует размыв вершины новообразованного оврага и ее засыпка строительным мусором.

На процесс линейной эрозии на склонах балок большее влияние оказывает строительство личных гаражей, чем возведение жилых домов. Во-первых, они находятся на территории охраняемой природной территории, во-вторых, располагаются не только на бортах балки, но и в ее днище. Строительство гаражей привело к росту оврагов – идет активный размыв бортов балок в результате неорганизованного сброса вод как естественного, так и техногенного происхождения. В значительной степени это дождевые воды с водосборов балок, частично – образующиеся при мытье автомобилей. И в том, и в другом случае вода проходит через территорию гаражей, смывая в балки горючесмазочные материалы, загрязняя постоянные и временные водотоки в балках. Также функционирование гаражей приводит к активному загрязнению бортов балок разнородным мусором.

Помимо прочего, гаражные постройки являются объектом жарких споров. Так, некоторые активисты – защитники Судков – требуют сноса гаражей и рекультивации территории. Во-первых, гаражи уже стали частью структуры балок, поскольку некоторые глубоко врезаны в их борта и для того, чтобы не допустить разрушения самих бортов балок, необходимо либо проводить дорогостоящие противоэрозионные мероприятия, либо снести вместе с гаражами прилегающие сооружения для создания неразмываемых склонов. Во-вторых, гаражные сооружения местами служат своеобразными подпорными стенками, и в результате их сноса не исключена вероятность образования оползней, которые могут затронуть находящиеся рядом капитальные здания.

Другая проблема Брянских Судков – дачные участки в вершинах балок. С одной стороны, территории дачных комплексов не относятся к рекреационным зонам, но формально соответствуют определению, данному в Земельном кодексе: «К землям рекреационного назначения относятся земли, предназначенные и используемые для организации отдыха…» [1, ст. 38]. Т. е. дачные участки являются рекреационными объектами и представляют собой уникальное явление – дачи практически в центре города! Сами по себе садовые участки, располагающиеся вблизи бровки склонов и на самих склонах балок, играют некоторую противоэрозионную роль – благодаря им значительная часть воды распыляется или задерживается. Наряду с этим хаотичность застройки и непродуманный отвод больших объемов поверхностных вод приводят к образованию новых и возрождению старых оврагов. Несмотря на попытки террасирования и укрепления бортов балки, занятых дачами, склоновые процессы не затухают, а в некоторых случаях даже активизируются. Владельцы участков, расположенных на бортах и, особенно, на днищах, предпринимают попытки зарегулировать временный сток воды в периоды половодий и ливневых паводков. Практически на всем протяжении днища балки Нижние Судки был прокопан канал для стока талых и ливневых вод, который, по словам землевладельцев, помогал слабо, а во время обильных осадков или весной все днище балки покрывается водой.

В настоящее время дачные участки непосредственно на днище балки либо заброшены, либо разрушены. «Мелиорацией» заниматься некому – жителей там нет, а местные власти на такие мелочи внимания не обращают. Комплексного решения организации противоэрозионных работ в администрации города нет. Как пример – ул. Фокина, проходящая вдоль склона балки Нижний Судок, в результате разрушение дорожного покрытия и бордюрного камня привело к образованию оврага, который угрожает целостности асфальтового покрытия части улицы. Сформировавшийся овраг

активен, о чем свидетельствуют выносы из него грубообломочного материала. Овраг продолжается в виде донного вреза глубиной свыше 2 м. Образование нового отвершка балки Нижний Судок по ул. Фокина – достаточно редкий случай, и это не влияние дачных участков на овражно-балочную систему, а наоборот, это влияние инфраструктуры города на нее.

Вместе с тем уничтожение дачных участков и строительство многоэтажных зданий с применением тяжелой техники в верховьях балок может привести к активизации оврагообразования, что естественно повлечет за собой значительные капиталовложения на последующее планирование, организацию и сооружение противоэрозионных сооружений. И уже начиналась застройка части территорий дач. Так, в вершине балки Нижний Судок снесена почти половина всех дачных построек.

Нередки случаи намеренного использования линейных эрозионных форм как водосбросов с территорий, занятых жилыми или промышленными постройками. Активизация эрозионного процесса стимулируется и искусственным увеличением водосборной площади оврага. Так, вершинная часть правого отвершка балки Нижний Судок активна за счет перераспределения стока между домами и его концентрации на территории гаражей. Сброс воды на борта балки нередко приводит к активизации оползневых процессов на левом борту балки Нижний Судок. Как результат – образование оползня на месте садоводческого общества «Восход» площадью 8 га [4].

Балки отличаются большим количеством несанкционированных свалок строительного и бытового мусора. К ним присоединяется сброс неочищенных бытовых стоков с территории дачных поселков, частного сектора и с территории производственных предприятий, в том числе горючесмазочных и лакокрасочных материалов, неисправных аккумуляторов, содержащих свинец, никель, кадмий и другие тяжелые металлы, строительный и бытовой мусор.

Особенности строения балок, геологические, инженерно-геологические и гидрогеологические условия на территории водосбора балок при усиленном вмешательстве человека могут создать условия для возникновения экологической и инженерно-геологической угрозы. Днище балки имеет несколько застойных участков (водоемов), что обусловлено гидрогеологическими и геологическими факторами, где скапливается вода. В бессточный период в них аккумулируются бытовые стоки и стоки, поступающие с территории гаражных комплексов. В связи с этим в этих водоемах повышается содержание тяжелых металлов и вредных химических веществ. К тому же здесь возможно, при определенных погодных условиях, развитие опасных для здоровья человека бактерий. Во время весеннего снеготаяния или ливневых дождей при проходе через балки большого количества воды застойные водоемы частично промываются и все загрязнители разносятся по балкам и выносятся в р. Десну.

В природных условиях овражно-балочные системы представляют собой сложнейший экологический комплекс, в котором целостность обеспечивается взаимодействием между всеми его компонентами, в том числе между растительным и животным миром. Балочные леса обеспечивают укрытие и корм для животных и птиц, а те, в свою очередь, защищают деревья от вредителей. Изменение природных условий в результате загрязнения территории балок может привести к изменению видового состава растительности или даже исчезновению древесной растительности.

С другой стороны, год от года экологическая обстановка в балках все более обостряется. В основном это обуславливается отсутствием должного внимания к заповеднику. Его охрана – это не только недопущение необдуманного вмешательства в природный комплекс, но и его восстановление. Безусловно, можно просто застроить территорию балок, превратить их в автомагистрали и т.д. Но, во-первых, город сразу же потеряет свою уникальность – станет таким же как многие областные города, которые малоразличимы своим архитектурным комплексом. Во-вторых, при уничтожении хотя бы части балок увеличится количество пыли, выхлопных газов, уменьшится степень озелененности, изменится качество воздуха. В-третьих, возможно изменение гидрологических условий, что, соответственно, может привести к подтоплению зданий, например как в Волгограде. В-четвертых, затраты на возведение сооружений в таком сложном геологическом и геоморфологическом районе при соблюдении мер, предотвращающих возникновение опасных ситуаций со зданиями,

и поддержание противоэрозионных мероприятий, которые в этом случае неизбежны, потребуют огромных капиталовложений.

Исследование выполнено по планам НИР (ГЗ) научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (№ 121051200166-4).

1. Земельный кодекс Российской Федерации от 25.10.2001 N 136-ФЗ (с изм. и доп.). URL: https://www.consultant.ru/document/cons_doc_LAW_33773/ (дата обращения 15.02.2023).

2. Природные ресурсы и окружающая среда субъектов Российской Федерации. Центральный федеральный округ: Брянская область / Ред. Н.Г. Рыбальский, Е.Д. Самотесов, А.Г. Митюков. М.: НИА-Природа, 2007. 1144 с.

3. Перечень парков, скверов, зеленых зон, расположенных на земельных участках административного центра Брянской области – г. Брянска. URL: http://old.bryanskobl.ru/region/law/appendix.php?id=1242 (дата обращения 25.02.2023).

4. Ливни смыли брянские Судки, мосты и дороги – восстанавливать некому // Брянские новости. 2 июня 2014. URL: https://www.bragazeta.ru/news/2014/06/02/sudki-14/ (дата обращения 15.02.2023).

БЕРЕГОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ ВАХ

С.Е. Коркин[1, 2], В.А. Исыпов[1]

[1] Нижневартовский государственный университет, г. Нижневартовск, Россия, dodi_94@mail.ru
[2] Институт экологии растений и животных УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Аннотация. В данной работе представлены результаты наблюдений за береговыми деформациями для нижнего течения р. Вах с 2005 по 2022 г. Полученные результаты формируют базу данных об активных преобразованиях береговых участков р. Вах. Данные дополнены ГИС с использованием космоснимков и фото с беспилотных летательных аппаратов.

Ключевые слова: береговые деформации; протока; береговая бровка; русло реки

SHORE DEFORMATIONS IN THE LOWER DISTRICT OF THE VAKH RIVER

S.E. Korkin[1, 2], V.A. Isypov[1]

[1] Nizhnevartovsk State University, Nizhnevartovsk, Russia
[2] Institute of Plant and Animal Ecology, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia

Abstract. This paper presents the results of observations of erosion processes for the lower reaches of the Vakh River from 2005 to 2022. The obtained results form a database on the rates of erosion processes of the coastal sections of the Vakh River. The data is supplemented by GIS, using satellite images and photos from unmanned aerial vehicles.

Keywords: shore deformations; anabranch; shoreline; riverbed

Размывы берегов рек – это прямое отражение взаимодействия течения воды и русла реки, несущего постоянные деформации последнего. Одновременно с размывом наблюдается накопление наносов у противоположных берегов. Интенсивность размыва зависит от угла подхода стрежня потока к берегу: чем он больше, тем больше скорость размыва [1, с. 100]. Среди крупных (средних, больших и крупнейших) рек наиболее опасными для инженерных объектов и сооружений являются реки, протекающие в условиях свободного развития русловых деформаций, где русла формируются в рыхлых песчаных, супесчаных, легкосуглинистых и лёссовидных отложениях. Увеличивает вероятность опасности от размыва берегов также режим естественной аккумуляции наносов в реках, снижающий устойчивость русел. Опасным в отношении русловых процессов (4 балла) является нижнее течение Терека, верхняя и средняя Обь, нижний Амур, Лена частично в среднем (особенно от района г. Якутска до устья Алдана) и нижнем течении, Северная Двина (между устьями Вычегды и Ваги), Колыма в нижнем течении, нижняя Волга, русла которых неустойчивые или слабоустойчивые, средняя скорость размыва берегов русел превышает 10, а максимальная достигает 60 м/год [2, с. 61].

В вопросе береговых деформаций вызывает интерес развитие ситуации в районе Гришкиной протоки (рис. 1), где перешеек между руслом Ваха и протокой в 2005 г. составлял 10.3 м, а в 2008 г. этот показатель соответствовал 5.2 м. Спрямление русла предполагалось авторами к 2010 г. [3, 4], но прорыв был зафиксирован в 2011 г. В 2009 и 2010 гг. по полевым данным размыв был на нулевом уровне.

Морфометрические показатели ключевого участка в районе Гришкиной протоки по годам: 11.08.2005 – перешеек составлял 10.3 м; 02.09.2006 – 8.3 м (2.0 м/год – отступание бровки); 15.10.2007 – 7.5 м (0.8 м/год – отступание бровки); 27.09.2008 – 5.2 м (2.3 м/год – отступание бровки); 30.08.2009 – 5.2 м; 11.09.2010 – 5.2 м; 18.09.2011 зафиксирован размыв (рис. 2).

В ходе полевых работ 2011 г. были выявлены следующие морфометрические характеристики новообразованной протоки: ширина – 54 м, глубина в центре – 5.4 м, высота левого берега от уреза воды – 4.5 м, правого берега – 4.4 м [5].

Выполнение картографических работ проводилось в специализированных ГИС-программах (AutoCAD, ArcGIS, MapInfo, Qgis). Исследование боковой эрозии берега производилось с помощью

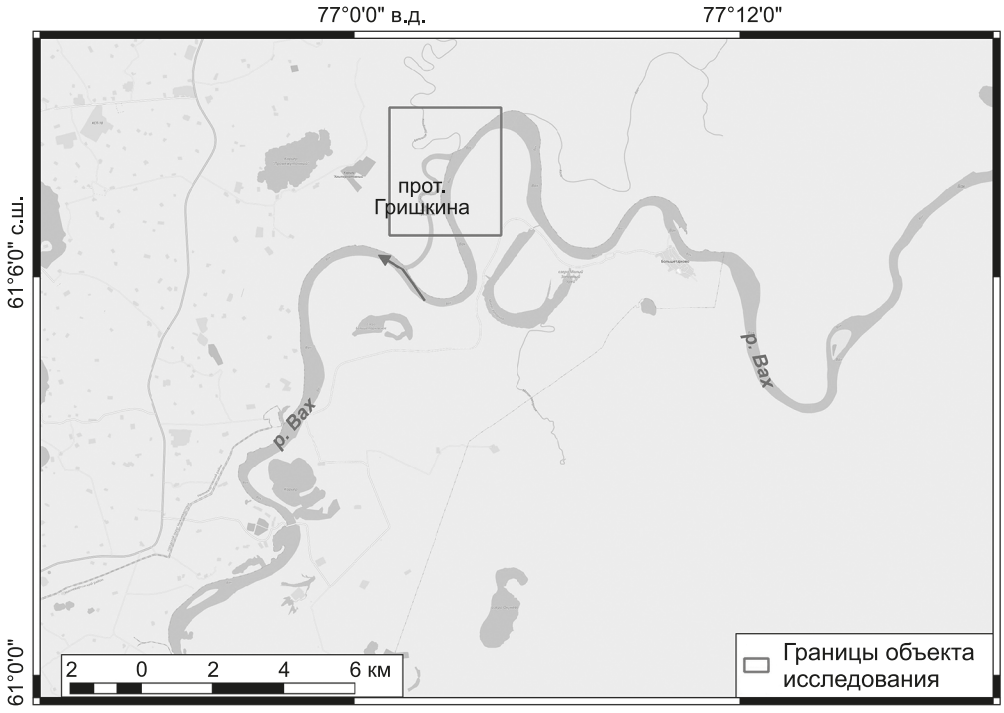


Рис. 1. Ключевой участок в районе Гришкиной протоки.

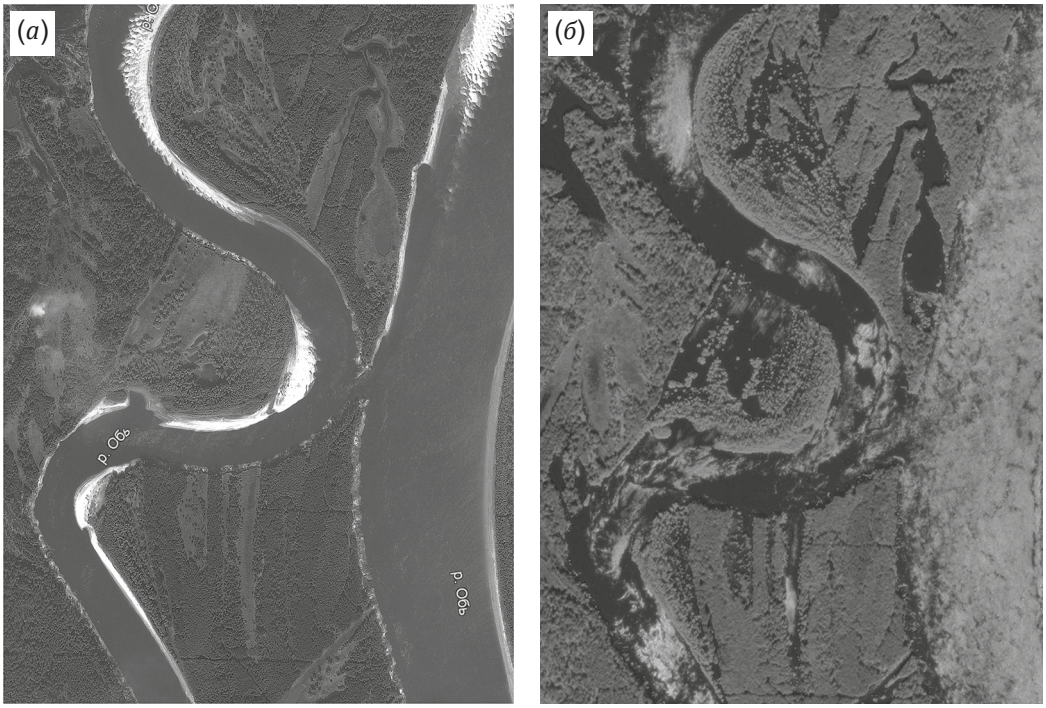


Рис. 2. Космоснимок участка Гришкиной протоки за 2012 (*а*) и 2022 г. (*б*).

Результаты измерений в районе Гришкиной протоки с 2012 по 2022 г.

Год измерений	Отступание бровки левого берега, м	Отступание бровки правого берега, м
2012	9.5	3.8
2013	22.0	1.2
2014	4.6	4.0
2015	15.5	6.5
2016	4.8	2.24
2017	5.74	1.11
2018	4.86	0.45
2019	5.35	0.0
2020	7.85	0.07
2021	6.73	7.89
2022	13.27	0.00
Размыв, м	100.2	27.26

беспилотного летательного аппарата Phantom 4 Pro, с закрепленными на местности опорными пунктами.

Общий размыв левого берега за 11 лет составил 100.2 м, а ситуация по годам представлена в таблице. Правый берег имеет меньший показатель размыва за период наблюдения.

Объем размытого грунта в 2011 г. составил 2342 м^3; в 2012 г. – правый берег 332 м^3, левый берег 643 м^3 и общий объем за год порядка 975 м^3; в 2013 г. – правый берег 38 м^3, левый берег – 2463 м^3 и общий объем за год 2501 м^3; в 2014 г. – правый берег 170 м^3, левый берег – 520 м^3 и общий объем за год 690 м^3; в 2015 г. – правый берег 265 м^3, левый берег – 1974 м^3 и общий объем за год 2239 м^3; в 2016 г. – правый берег 26 м^3, левый берег – 124 м^3 и общий объем за год 150 м^3; в 2017 г. – правый берег 7 м^3, левый берег – 190 м^3 и общий объем за год 197 м^3; в 2018 г. – правый берег 3 м^3, левый

берег – 236 м^3; в 2019 г. – правый берег 0 м^3, левый берег – 250 м^{3}и общий объем за год 250 м^3; в 2020 г. – правый берег 0.1 м^3, левый берег – 326 м^3 и общий объем за год 326.1 м^3; в 2021 г. – правый берег 79 м^3, левый берег – 182 м^{3}и общий объем за год 261 м^3; в 2022 г. – правый берег 0 м^3, левый берег – 933 м^{3}и общий объем за год 933 м^3.

С момента возникновения промоины в воды Ваха поступило 11103.1 м^3 грунта (расчет по результатам промеров рулеткой). Также из разновременных снимков (функция исторических снимков из программы Google Earth, были взяты доступные космические снимки за 2012 и 2022 гг.) получены данные размыва промоины по разнице полигонов. С учетом всей территории промоины значения получились следующие: площадь 3743 м^2 и объем 20586 м^3. Ширина активного русла в сентябре 2022 г. составила 125 м с глубиной 5.0 в 35 м от левого уреза воды. Объем подводного размыва составил 10642.5 м^3, с учетом длины русла промоины в 125 м, средней глубины 3.87 м, определенной с помощью эхолота, и средней шириной промоины 22 м.

Полученные данные говорят о наличии активной эрозионной деятельности на участке Гришкиной протоки и в особенности левого берега образованной в 2011 г. промоины.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда и правительства ХМАО-Югры (грант № 22-17-20011, https://rscf.ru/project/22-17-20011/).

1. Чалов Р.С. Почему размываются берега рек // Соросовский образовательный журнал. 2000. Т. 6. № 2. С. 99–106.

2. Чалов Р.С., Чернов А.В., Михайлова Н.М. Опасность русловых процессов на реках России: критерии оценки, картографирование, региональный анализ // Географический вестник. 2021. № 1 (56). С. 53–67. DOI:10/17072/2079-7877-2021-1-53-67.

3. Коркин С.Е. Плановые деформации в пределах долины реки Вах // Двадцать второе пленарное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов (2–4 октября 2007 г., Новочеркасск): Доклады и краткие сообщения. Новочеркасск: НГМА, 2007. С. 161–163.

4. Коркин С.Е. Природные опасности долинных ландшафтов Среднего Приобья. Нижневартовск: Изд-во Нижневартовского гуманитарного университета, 2008. 226 с.

5. Исыпов В.А., Коркин С.Е. Анализ данных по русловым процессам в нижнем течении реки Вах // Культура, наука, образование: проблемы и перспективы. Ч. II. Естественные и технические науки: Материалы VI международной научно-практической конференции (13–15 февраля 2017 г., Нижневартовск) / Ред. А.В. Коричко. Нижневартовск: Изд-во Нижневартовского гуманитарного университета, 2017. С. 29–32.

ОБ ИДЕНТИФИКАЦИИ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ОБЪЕКТОВ НЕОПРЕДЕЛЕННОЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ЭЛЕМЕНТОВ ОРОГРАФИИ)

А.В. Кошкарев

Институт географии РАН, г. Москва, Россия, akoshkarev@yandex.ru

Аннотация. Ставится задача поиска способов указания пространственного положения объектов, включая формы рельефа, лишенных координатных описаний и идентифицируемых топонимами. На картах им соответствуют надписи, весьма произвольно располагаемые в поле изображения. Предлагается два пути решения задачи формально однозначной идентификации и правдоподобной

локализации орографических объектов в пространстве: обработка цифровых моделей рельефа и/или исследование процесса визуального восприятия рельефа на топографических и общегеографических картах и формирования мысленных моделей его элементов.

Ключевые слова: рельеф; орография; топонимы; географические границы

ON IDENTIFICATION OF SPATIAL OBJECTS OF UNDEFINED LOCALIZATION (USING OROGRAPHIC ELEMENTS AS AN EXAMPLE)

A.V. Koshkarev

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. The task is to find ways to indicate the spatial position of objects, including relief forms, devoid of coordinate descriptions and identifiable by toponyms. On the maps, they correspond to inscriptions that are very arbitrarily located in the image field. Two ways of solving the problem of formally unambiguous identification and plausible localization of orographic objects in space are proposed: processing digital elevation models and/or studying the process of visual perception of the relief on topographic and general geographic maps and the formation of mental models of its elements.

Keywords: relief; orography; toponyms; geographical boundaries

Локализация объектов реального или виртуального мира обычно предполагает явное указание их местоположения, в том числе координат, если это точечный объект, последовательности координатных пар линейных объектов или границ площадных объектов, если речь идет о цифровых пространственных данных. Под «пространственными объектами» при этом понимаются «природные объекты, искусственные и иные объекты (в том числе здания, сооружения), местоположение которых может быть определено, а также естественные небесные тела» (Федеральный закон от 30.12.2015 г. № 431-ФЗ «О геодезии, картографии и пространственных данных и о внесении изменений в отдельные законодательные акты Российской Федерации»). В ГОСТ Р 52438–2005 «Географические информационные системы. Термины и определения» есть другое определение пространственного объекта: «цифровая модель материального или абстрактного объекта реального или виртуального мира с указанием его идентификатора, координатных и атрибутивных данных».

Координатное описание объекта – не единственный способ указания его пространственного положения. Существуют и косвенные методы местоуказания путем ссылки на имя объекта, «географический идентификатор» (топоним) или код (например, почтовый индекс), используя международный стандарт ISO 19112:2019 «Geographic information – Spatial referencing by geographic identifiers» (Географическая информация. Пространственная привязка по географическим идентификаторам) или его одноименный российский профиль ГОСТ Р 70316–2022. Однако их использование затруднено в случае, если объект по каким-либо причинам не имеет или не может иметь четких границ.

Не претендуя на полноту, среди таких природных, рукотворных и воображаемых (виртуальных) площадных пространственных объектов можно выделить несколько основных типов:

- формы (элементы) рельефа;
- элементы гидрографии (водоемы и водотоки);
- пространственные общности, связанные с членением территорий или акваторий на полуострова, мысы, проливы, заливы, бухты, губы и другие подобные им объекты, точные границы которых, исключая береговую линию, не определены;
- иные пространственные общности (урочища, исторические области, геополитические регионы и т.п.), вплоть до границ частей света, например границы Азии и Европы, отнюдь не однозначной.

• области, идентифицируемые дериватами от гидронимов и оронимов (Зауралье, Приэльбрусье, Поволжье, Приольхонье и т.п.) с еще более размытыми границами.

Цель работы – сформулировать задачу установления границ пространственных объектов при их стандартизованном описании, рассматриваемую на примере элементов орографии. От ее успешного решения будет зависеть возможность корректного цифрования карт, достоверность границ на геоморфологических, в том числе орографических и морфографических, картах. В приложении к классическим задачам тематического картографирования значение границ шире: пространственное согласование контуров тематических карт природы при комплексном научно-справочном картографировании, основанное на более или менее четких и стабильных природных рубежах и физиономичных элементах ландшафта, одним из факторов формирования которых и критерием их классификации является морфолитогенная основа.

Можно сузить область анализа, ограничившись рельефом суши, оставив на будущее анализ аналогичных объектов и особенностей рельефа дна морей, океанов, внутренних водоемов и водотоков.

Дискретизация земного пространства, континуального или квазиконтинуального по своей природе, – задача любой науки о Земле. Наглядным примером такой процедуры является геоморфология с ее иерархическим, как правило, делением поля рельефа на морфоструктурные и морфоскульптурные элементы (классы объектов). В случаях, когда их границы размыты, неопределенны, неоднозначны или спорны, множество координат внутри этих границ можно отнести к категории нечетких. Рассматривая контурность в качестве одного из самых важных принципов географического районирования, В.Л. Каганский утверждает, что чаще всего «простое и строго дискретное членение оказывается невозможным», а «возможно лишь определение ядер районирования и широких переходных, смешанных полос», не принадлежащих ни к одному из соседних ядер [1].

Неопределенность орографических границ проявляется в особенностях их отображения на общегеографических и тематических картах. На общегеографических картах объекты рельефа – точечные, линейные, а чаще всего площадные – идентифицируются оронимами либо отметками глубин и высот с достаточно произвольной в своем расположении надписью, т. е. типом объекта (хребет, нагорье, низменность, котловина и т.п.) и его географическим названием. Сложившаяся практика составления карт и инструктивные материалы предписывают размещать надписи «на площади соответствующего объекта по плавной кривой вдоль большой оси контура так, чтобы выявить надписью эту площадь» [2]. Положение надписей при этом зависит от предпочтений и квалификации картографа-составителя. Рекомендации пользоваться орографическими схемами линейных элементов, если таковые есть, существа дела не меняет: их положение тоже не определено однозначно. Исключение – тальвеги и водораздельные линии, используемые в качестве природных рубежей и вычисляемые с необходимой детальностью и точностью путем обработки цифровых моделей рельефа. В этой связи нельзя не упомянуть онлайновый сервис (геопортал) «Речные бассейны европейской части России» (http://bassepr.kpfu.ru/). Те же самые проблемы возникают при геоморфологическом картографировании [3].

В свою очередь, природные, в том числе геоморфологические, границы служат основой для установления «официальных» границ, например административных единиц, фигурируя в других, например в градостроительных и иных правоустанавливающих документах. Тот же самый способ широко использовался при описании границ в числе документов схем территориального планирования, для лимитации границ объектов культурного наследия и особо охраняемых природных территорий, ныне он заменяется перечнями координат поворотных точек границы. Анализ генезиса границ административно-территориальных образований Дальнего Востока уровня районов показал абсолютное доминирование среди них оро- и гидрографических элементов (фрагментов): 95 и 70 % в общей протяженности сухопутных границ Камчатской области и Хабаровского края соответственно [4]. На средне- и крупномасштабном уровне доля границ, образованных ссылками на элементы орографии (и объекты преимущественно природного происхождения в целом), может колебаться от 100 % на необжитых территориях и практически до 0 % в условиях плотной

Соотношение типов объектов, использованных для описания границы охранной зоны Сихотэ-Алинского заповедника (Приморский край)

Классы и подклассы объектов	Число	Доля, %
Природные объекты, в том числе	191	76.4
формы и элементы рельефа	77	30.8
гидрографическая сеть	94	37.6
иные природные объекты	20	8.0
Антропогенные объекты	10	4.0
Виртуальные объекты	49	19.6

городской и сельской застройки. В качестве примера можно привести анализ соотношения различных классов объектов, образующих описание границ охранной зоны Сихотэ-Алинского биосферного государственного природного заповедника [5] в пределах относительно слабо освоенной среднегорной территории Дальнегорского городского округа, существенную долю которой занимают лесные массивы (таблица).

Фрагмент ее описания выглядит следующим образом:

«...на севере граница охранной зоны от водораздела ключа Микула и реки Серокаменки устанавливается в одном километре от существующей границы заповедника. От указанного водораздела (700 м западнее вершины 937.8) она проходит через истоки ручья Левый Микула, через седловину между вершинами 854.3 и 894.6, затем в северо-восточном направлении (8.5 км) по левому борту долины реки Правая Микула до водораздела рек Серокаменка – Дальняя (приток р. Лагерная) (в 1.2 км к северу от вершины 1066.7). Затем на восток – юго-восток (4 км) до пересечения реки Дальняя и на юго-восток и юг (5 км) через вершины 923.0 и 1195.9, постепенно поворачивая на восток в одном километре от границы заповедника – главного водораздела рек Колумбе – Лагерная и проходя непосредственно по руслу ручья Малый Южный, вершину 894.9 и место слияния истоков ручья Южный (отметка 787.2). Далее в одном километре от границы заповедника на восток по правому борту долины истоков ручья Южный (2 км)...» [1].

К числу форм и элементов рельефа отнесены хребты, водоразделы, горные вершины, седловины, перевалы, долины и их борта, бровки, склоны и подножья. Элементам гидрографии в описании принадлежат озера, реки, ручьи, ключи, их русла, истоки, устья и притоки, места слияния водотоков и их впадения, урезы воды, морская акватория. Иные природные объекты немногочисленны, это урочища, мысы и береговая линия. Немногие автодороги, мосты и поселки отнесены к антропогенным объектам, а к «виртуальным» – границы, точки (как правило, с известными координатами и/или значениями высот) и расстояния между объектами. Почти 1/3 общей суммы объектов принадлежит к подклассу форм и элементов рельефа, что еще раз подтверждает важность их идентификации и последующего координатного цифрового описания.

Неоднозначность в положении границ орографических элементов проявляется не только на картах, где им поставлены в соответствие надписи, располагаемые на поле изображения весьма приближенно и произвольно, предоставляя возможность читателю карты мысленно очертить их местоположение самому и формируя в его сознании мысленный (ментальный) образ. Другой пример – их вербальные описания в географических справочниках, словарях и энциклопедиях, не вполне идентичные друг другу. Достаточно сравнить их описания в географических энциклопедиях, словарях и справочниках. Для сравнения два описания Тиманского кряжа.

«Возвышенность в России, в Архангельской обл. и Республике Коми. Расположена на северо-востоке Восточно-Европейской равнины. Протягивается почти на 900 км от Чёшской губы Баренцева моря на юго-восток до истоков р. Вычегда. Долинами рек Печорская Пижма и Мезенская Пижма делится на сев., среднюю и юж. части. Наиболее высокая – средняя часть (выс. до 471 м, возвышенность Четласский Камень); сев. часть состоит из невысоких гряд: Косминский Камень (выс. до 296 м),

Тиманский Камень (выс. до 301 м) и др.» (Большая российская энциклопедия: https://old.bigenc.ru/geography/text/4191826).

«Возвышенность на северо-востоке Русской равнины (Респ. Коми и Архангельская обл.). Протяженность (с СЗ на ЮВ) 900 км. Проходит от Чёшской губы Баренцева моря до места стыка Северных Увалов с Уральскими горами. Подразделяется на несколько гряд (Косьвинский Камень, Тиманский Камень и др.), наиболее высокая (до 471 м) – Четласский Камень. Ср. выс. 250–350 м, наиболее расчленена сев. часть, южная имеет платообразный характер, где отдельные возвышенности называются пармами» (География: Современная энциклопедия: https://rus-geo-enc.slovaronline.com/9347-Тиманский%20кряж).

Дело даже не в идентичности описаний. Существенно то, что они содержат ссылки на объекты столь же неоднозначной локализации.

Можно предложить два пути решения задачи формально однозначной идентификации и правдоподобной локализации орографических объектов в пространстве. Первый из них основан на обработке цифровых моделей рельефа, включая общедоступные (GTOPO30, SRTM, ASTER GDEM, Arctic DEM, ALOS World 3D и др.). Многолетней практикой их использования в научных исследованиях неоднократно подтверждена ее эффективность в интересах геоморфологического изучения территории. Из недавних работ на эту тему следует упомянуть эксперименты по автоматизации выделения генетических типов рельефа и морфоструктур Российской Арктики [6–8]. Второй из возможных путей – изучение процесса визуального восприятия рельефа на топографических и общегеографических картах, его анализа и формирования мысленных моделей его элементов, учитывая саму «природу» не вполне четко формализованных понятий «равнина», «низменность», «гряда», «грива», «кряж», «котловина», «хребет», «гора», «плоскогорье», «нагорье», «сырт» и т.п., ассоциированных с оронимами, в их проекции на реальный рельеф. Не исключено, что наиболее эффективное решение проблемы следует искать в синтезе обоих путей.

Исследование выполнено в рамках темы государственного задания Института географии РАН АААА-А19-119021990091-4 (FMGE-2019-0005).

1. Сихотэ-Алинский // Информационно-аналитическая система «ООПТ РФ». URL: http://www.oopt.aari.ru/oopt/ (дата обращения 15.02.2023).

2. Нагибина М.Н., Смирнова Л.А. Характеристики пространственно-временной изменчивости территориальных единиц как носителей информации // Организация географической информации и тематическое картографирование. Владивосток: ТИГ ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 76–82.

3. Каганский В.Л. Принципы районирования и система географической информации // Организация географической информации и тематическое картографирование. Владивосток: ТИГ ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 65–75.

4. Лихачева Э.А., Маккавеев А.Н., Локшин Г.П. Физическая сущность геоморфологических границ // Геоморфология. 2010. № 2. С. 3–10. DOI:10.15356/0435-4281-2010-2-3-10.

5. Внесение изменений в генеральный план Дальнегорского городского округа. Материалы по обоснованию. Т. II. URL: https://dalnegorsk-mo.ru/inova_block_documentset/document/374213/ (дата обращения 15.02.2023).

6. Салищев К.А. Картоведение. М.: Изд-во Московского университета, 1982. 2-е изд. 408 с.

7. Харченко С.В. Автоматизированное распознавание генетических типов рельефа Кольского полуострова по морфометрическим данным // Геодезия и картография. 2022. № 2. С. 12–25. DOI: 10.22389/0016-7126-2022-980-2-12-25.

8. Харченко С.В. Сравнение методов автоматизированного распознавания типов морфоскульптуры в европейской части Российской Арктики // Фундаментальные и прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий: Материалы V Международной научно-практической конференции. Часть 1. Майкоп: Изд-во ИП Кучеренко В.О., 2019. С. 213–219.

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ЗАПАДНОМ ШПИЦБЕРГЕНЕ: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Ю.А. Кублицкий[1], П.А. Леонтьев[2], С.Р. Веркулич[1,2], Д.А. Субетто[2]

[1]Российский государственный педагогический университет им. А. И. Герцена, г. Санкт-Петербург, Россия, shatalova10@gmail.com

[2]Арктический и антарктический исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, Россия

Аннотация. Представлена концепция и первые результаты палеолимнологических исследований на архипелаге Шпицберген. Пробоотбор осуществлялся для решения двух задач: определения особенностей озерного осадконакопления в современной перигляциальной зоне и для изучения изменения уровня моря. Отбор осуществлялся торфяным буром и гравитационным пробоотборником Uwitec. В результате работ отобраны донные отложения пяти озер, приведено их местоположение и литологическое описание.

Ключевые слова: Шпицберген; донные отложения озер; изменение уровня моря; осадконакопление приледниковых озер

PALEOLIMNOLOGICAL RESEARCH IN WESTERN SVALBARD: FIRST RESULTS

Yu.A. Kublitsky[1], P.A. Leontjev[1], S.R. Verkulich[1,2], D.A. Subetto[1]

[1] Herzen State Pedagogical University of Russia, Saint Petersburg, Russia

[2] Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

Abstract. The first results of paleolimnological research in the Spitsbergen archipelago have been presented. Sample collection was carried out to achieve two objectives: to determine the characteristics of lake sediment accumulation in the modern periglacial zone and to study sea level changes. Sampling was carried out using a peat borer and a Uwitec gravity corer. As a result of the work, sedimentary deposits from the bottom of 5 lakes were collected.

Keywords: Svalbard; bottom sediments of lakes; sea level change; sedimentation of glacial lakes

В настоящее время происходит более быстрое потепление в высоких широтах, чем в умеренных и низких, что может привести к таким негативным последствиям для окружающей среды, как сокращение площади арктических льдов и повышение уровня Мирового океана. Изучение изменения палеоуровней крупных водных объектов вокруг Скандинавского полуострова, который был центром последнего Валдайского оледенения, является важной задачей в свете этих изменений. Другой важной задачей исследования является изучение процессов современного осадконакопления в перигляциальной зоне: в краевых зонах тающих ледников образуются многочисленные приледниковые озера. Многие из них относительно молодые, что дает возможность проследить их развитие и изучить процессы осадконакопления с учетом доступных метеорологических данных. Донные отложения приледниковых озер формируются благодаря сезонному выносу осадочного материала талыми водами, что приводит к чередованию слоев с разной размерностью зерен осадка. Такие же процессы осадконакопления происходили в озерах, образовавшихся в приледниковой зоне на Восточно-Европейской равнине в позднем плейстоцене. Особый интерес представляет возможность сопоставить современное наблюдаемое осадконакопление с реликтовыми отложениями ледниковых эпох, механизмы формирования которых реконструируются палеогеографическими методами.

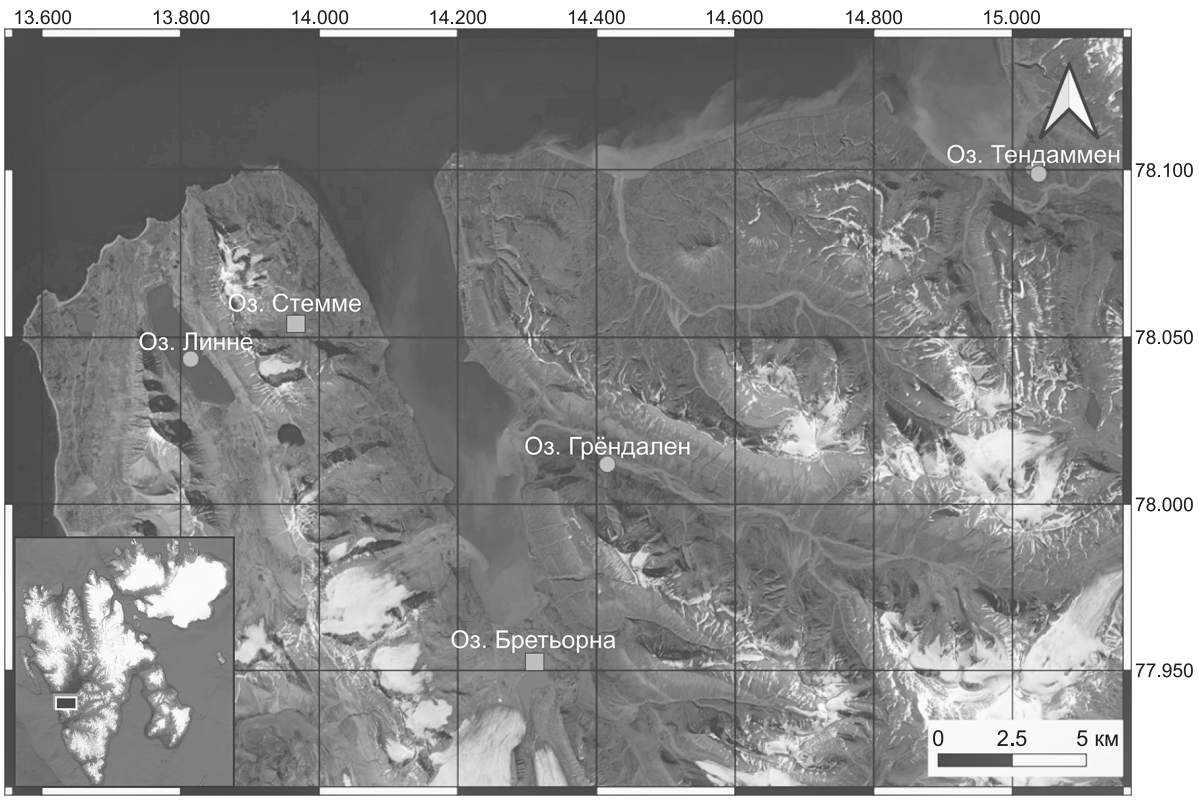
В апреле – мае 2022 г. в рамках сотрудничества Отдела географии полярных стран, Российской арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (подразделения ФГБУ «ААНИИ») и факультета географии РГПУ им. А.И. Герцена были проведены полевые работы по отбору кернов донных отложений озер Западного Шпицбергена для изучения процессов осадконакопления и их истории. Отбор осуществлялся торфяным буром и гравитационным пробоотборником Uwitec. В результате выполненных работ совершен отбор донных отложений на пяти озерах: Грёндален, Бретьорна, Тендаммен, Стемме и Линне (рисунок) [1].

Озеро, расположенное в долине Грёндален, имеет небольшие размеры (длина озера 150 м, ширина – 200 м) и расположено на абсолютной отметке 13 м. Максимальная мощность вскрытых отложений составила 69 см. Отложения представлены снизу вверх серым гравием, пестроцветной (цвет от рыжего до черного) глинистой гиттией, черным гравием и рыжей глинистой гиттией.

Оз. Тендаммен расположено в бухте Колес, на абсолютной отметке 2 м. Мощность вскрытых отложений составила 122 см. Отложения представлены черным гравием, черным плохо разложившимся торфом, коричневым плохо разложившимся торфом, детритовой гиттией, переслаиванием глинистых алевритов, глинистой гиттией. Из горизонтов торфа были отобраны четыре образца на валовый радиоуглеродный анализ.

Оз. Бретьорна расположено между краем ледника Грёнфорд и мореной, на абсолютной отметке 5 м. Максимальная мощность вскрытых отложений – 172 см. Отбор осуществлялся в двух точках: в 150 м от края ледника и в центральной части озера. Отложения, отобранные в 150 м от края ледника, представлены снизу вверх плохо окатанным гравием с серой глиной, темно-серой опесчаненной глиной, серо-коричневой слоистой опесчаненной глиной, серо-коричневой опесчаненной глиной со слабовыраженной слоистостью и серо-коричневым глинистым алевритом.

Отложения центральной части оз. Бретьорна, а также озер Стемме и Линне были отобраны гравитационным пробоотборником Uwitec, поэтому их литологическое описание отсутствует.



Положение объектов, на которых были выполнены работы в ходе экспедиции 2022 г. Квадратами обозначены объекты для изучения перигляциальных условий (приледниковые озера), точками – объекты для изучения изменения уровня моря (прибрежные озера). Карта выполнена в QGIS 3.

На данный момент образцы транспортируются в лабораторию для выполнения комплекса палеолимнологических анализов. Таким образом, после завершения комплексных лабораторных исследований отобранных колонок донных отложений озер архипелага Шпицберген будут получены новые знания о современных и древних условиях осадконакопления, реконструированы природно-климатические условия прошлого и динамика уровня Баренцева моря в позднем плейстоцене и голоцене.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минпросвещения России в рамках государственного задания (№ проекта VRFY-2023-0010)

1. Кублицкий Ю.А., Леонтьев П.А., Субетто Д.А., Веркулич С.Р. Изучение озер Западного Шпицбергена в контексте исследований уровней крупных водоемов периферии Фенноскандинавского щита // Российские полярные исследования. 2022. № 3 (49). С. 7–9.

МОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА БЕРЕГОВ ОСТРОВА УРУП (ЮЖНЫЕ КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА) КАК ФАКТОРЫ ЕГО ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ

М.А. Кузнецов, С.И. Болысов

Московский государственный институт им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, kuzmiargeo@yandex.ru

Аннотация. Остров Уруп находится в южной части Охотского моря. На нем располагается до 25 вулканических аппаратов, из них два действующих или потенциально активных. Уруп находится в 9-балльной сейсмической зоне, случаются сильные землетрясения и цунами. В 2019–2022 гг. на острове проводились работы комплексной экспедиции «Восточный бастион – Курильская гряда», организованные Русским географическим обществом и Министерством обороны. На основе полевого исследования рельефа береговой зоны о. Уруп и дешифрирования космических снимков проведена типизация берегов в крупном масштабе. Выполнено геоморфологическое описание и профилирование берегов, разработана морфолитогенетическая классификация берегов, и составлена карта типов берегов и карта динамики берегов (1:100000). На основе полученных данных обнаружено несколько участков берегов, наиболее благоприятных для возведения причальных сооружений.

Ключевые слова: морфолитогенетическая классификация берегов; Охотское море; причальные сооружения

COASTAL MORPHOLOGY AND DYNAMICS OF THE URUP ISLAND (SOUTH KURIL ISLANDS) AS FACTORS OF ITS ECONOMIC DEVELOPMENT

M.A. Kuznetsov, S.I. Bolysov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract. Urup Island is located in the southern part of the Sea of Okhotsk. There are up to 25 volcanic devices on the island, of which 2 are active or potentially active. Urup is located in the 9-point seismic zone,

there are strong earthquakes and tsunamis. In 2019–2022, the complex expedition "Eastern Bastion – Kuril Ridge", organized by the Russian Geographical Society and the Ministry of Defense, was carried out on the island. On the basis of a field study of the relief of the coastal zone of Urup Island and the interpretation of satellite images, we were carried out a typification of the coasts on a large scale. We completed a geomorphological description and profiling of coasts, developed a morpholithogenetic classification of coasts, and compiled a map of coast types and a map of coastal dynamics (1:100000). Based on the data obtained, several sections of the coast we were found that are most favorable for the construction of berthing facilities.

Keywords: morpholithogenetic classification of coasts; the Sea of Okhotsk; berthing facilities

Остров Уруп расположен в южной части Большой Курильской вулканической гряды. В настоящее время это единственный из крупных южных островов, не имеющий постоянного населения. В 2011 г. в южной части острова появилась группа золотодобытчиков «КУРИЛГЕО», работы проводятся вахтенным методом. На острове располагается до 25 вулканических аппаратов, из них два действующих или потенциально активных. Уруп находится в 9-балльной сейсмической зоне, случаются сильные землетрясения и цунами. Несмотря на это, освоение этого региона, в особенности крупнейших островов его южной части (включая и остров Уруп), – одно из важных направлений в изучении Дальнего Востока, в том числе и в аспекте обеспечения обороноспособности. На Южных Курильских островах (включая и остров Уруп) планируется расширение зоны хозяйственного освоения, в том числе создание причальных сооружений (в связи с реализацией Стратегии социально-экономического развития Сахалинской области «Социально-экономическое развитие Курильских островов на 2016–2025 годы» (с изменениями на 6 августа 2020 г.), конкретно в связи со строительством и реконструкцией объектов муниципальной собственности на Южных Курильских островах, в том числе объектов берегового строительства (Приложение 1, пункт 1.3. Развитие портовой инфраструктуры на Курильских островах)). Без понимания процессов функционирования береговой зоны невозможно долгосрочное экономически выгодное использование этой территории.

Целью данного исследования являлось обнаружение участков береговой зоны, наиболее благоприятных для ведения на них хозяйственной деятельности (возведение причальных сооружений и подходов к ним). В основу статьи положены данные полевого обследования рельефа береговой зоны о. Уруп, полученные во время работы экспедиции «Восточный Бастион – Курильская гряда», организованной экспедиционным центром Министерства обороны РФ и Русским географическим обществом в летние сезоны 2019–2022 гг., а также литературные и картографические данные. Для достижения этой цели использовались результаты исследований морфологии, геологического строения, динамики берегов и опасных процессов на них.

На основании перечисленных выше материалов, а также данных дешифрирования разновременных космических снимков были разработаны легенды и составлены карты морфолитогенетических типов берегов о. Уруп (исходный масштаб 1:100000) и карта динамики берегов (исходный масштаб 1:100000) с 1980 по 2022 г.

Протяженность берегов о. Уруп составляет около 354 км. В основном берега имеют абразионный облик с чередованием различных по морфологии и динамике участков. Берега острова испытывают тектоническое поднятие, о чем свидетельствует разновысотность серий аккумулятивных и абразионных террас в разных частях острова, а также наличие окатанных морем валунов, находящихся выше уровня современной волновой активности. Приливно-отливные колебания уровня моря достигают амплитуды 1.5–1.7 м высоты, но они не играют существенной рельефоформирующей роли из-за высокой волновой активности, больших уклонов подводного берегового склона.

Авторами проведена типизация берегов по морфолитогенетическому принципу, за основу взята морфогенетическая классификация [1]. В пределах острова выделено пять типов берегов. Распределение типов берегов по протяженности показано в таблице. Распространение выделенных берегов показано на карте (рис. 1).

Подавляющее большинство берегов (около 80 %) относится к абразионным, различным по морфологии и динамике. Однако они приурочены к подножиям вулканических построек и сложены устойчивыми к размыву породами. Менее 1 % берегов (в составе 1-го типа берега) представлено абразионными берегами в слабосцементированных лахаровых пирокластических отложениях и приурочено к подножию активных или спящих вулканов. 20 % берегов аккумулятивные, распространены в заливах охотоморской стороны и на открытом тихоокеанском побережье. Единственный

Протяженность типов берегов о. Уруп

Тип берега	Длина, км	%
Абразионные берега с крутыми (до отвесных) активными клифами, выработанные в эффузивах и пирокластике	80	22.7
Абразионные ступенчатые берега с крутыми склонами, выработанные в эффузивах и литифицированной пирокластике	11.8	3.3
Абразионно-денудационные берега с отмирающими клифами, выработанные в эффузивах и литифицированной пирокластике	190.3	53.8
Аккумулятивные берега с галечно-песчаными пляжами	71.5	20.1
Техногенно измененные берега	0.4	0.1
Всего:	354	100

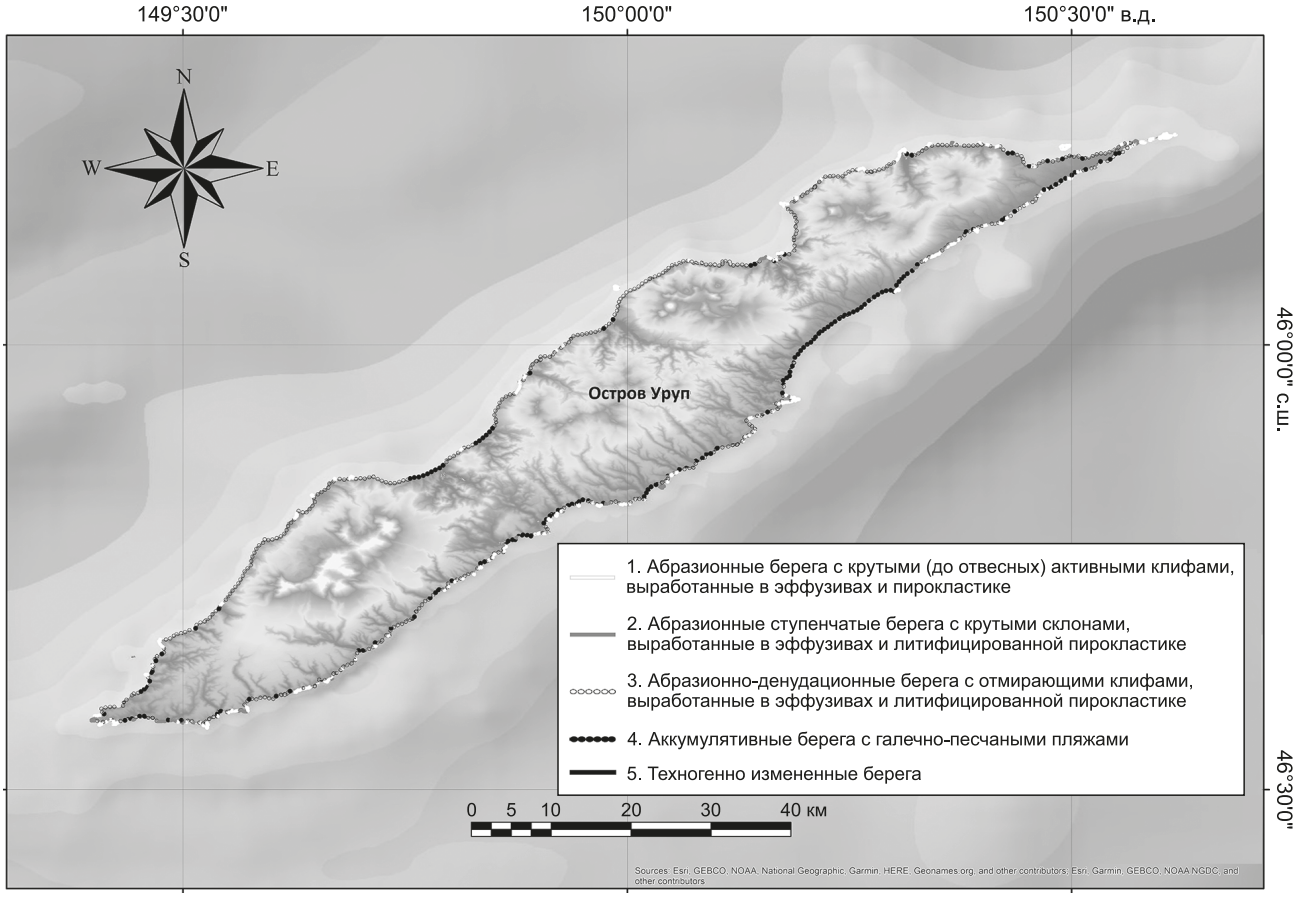


Рис. 1. Морфолитогенетические типы берегов о. Уруп (исходный масштаб 1:100000).

участок техногенного берега находится на юго-западной части острова. В ходе маршрутных наблюдений установлена зона антропогенно спровоцированного размыва этого и ближайших участков берега на протяжении около 1 км.

Для изучения динамики берегов, кроме полевых наблюдений, были проанализированы разновременные топографические карты и космические снимки с 1980 по 2022 г. (один доступный космический снимок).

За этот период были зафиксированы только фреатические извержения (парогазовые выбросы) вулкана Берга (2005 г.), до этого извержения зафиксированы в 1946, 1951–1952, 1970 и 1973 гг. [2]. Во время этих событий происходило поступление рыхлого материала в береговую зону в результате сходов лахаров. Последние 50 лет происходит размыв этих пролювиально-пирокластических конусов.

Выявлено, что берега типов 1, 2, 3, составляющие в сумме 80 % от протяженности всех типов берегов, выработаны в устойчивых к абразии эффузивах и литифицированной пирокластике либо защищены от размыва валунно-глыбовой отмосткой и обвально-осыпными и обвальными шлейфами. Максимальные скорости отступания береговых линий абразионно-денудационных берегов с валунно-глыбовой отмосткой (тип 3) незначительны – 0.2–0.3 м/год (локально до 0.5 м/год) и лежат в пределах точности снимков и ширины полосы приливно-отливных колебаний. Скорость разрушения берегов типов 1 и 2 очень мала в силу устойчивости пород к абразии. На основании результатов практических исследований [3, 4] можно полагать, что такие берега разрушаются со скоростью в первые сантиметры в год.

Наиболее динамичными типами берегов о. Уруп ожидаемо оказались аккумулятивные (тип 4, 20 % протяженности всех берегов) и абразионные берега, выработанные в слабоконсолидированных пирокластических отложениях (менее 1 % протяженности от 1-го типа берега). Максимальные зафиксированные авторами с помощью сравнения разновременных данных дистанционного зондирования скорости размыва берега на участках в рыхлых отложениях – до 2 м/год (в районе лахаровых конусов вулканов Берга, Три Сестры, Антипина и г. Высокой). Были выявлены четыре участка аккумулятивных берегов с наибольшими изменениями в береговой зоне: заливы Открытый рейд (Токотан), Щукина, берега п-ва Кастрикум и бухты Новокурильская. Максимальное выдвижение испытали берега западной части бухты Новокурильской в районе устья р. Быстрой – до 120 м (3 м/год).

Второй динамичный участок – в заливе Щукина – стал таковым благодаря техногенной деятельности человека. При строительстве гидротехнических сооружений (причалов и др.) необходимо учитывать действующие вдольбереговые перемещения наносов. В рельефе берега наблюдаются признаки вдольберегового перемещения наносов на юге залива Щукина (бухта Отважного) – с северо-востока на юго-запад.

Неучет миграции наносов в береговой зоне привел к тому, что выступающие из-под воды линейные навалы глыб начали перехватывать вдольбереговой поток наносов, на этом участке ориентированный с северо-востока на юго-запад, и аккумулятивные берега с песчаными пляжами, находящиеся севернее этого участка, начали активно намываться, а южнее этого участка на несколько километров, наоборот, активно размываться.

Судя по данным сравнения разновременных космических снимков, скорость размыва составляет 2–3 м ежегодно. На таких участках берега, с проявлением техногенно спровоцированного размыва, проявляются волновые подрезы склонов и сокращение растительного покрова.

Аккумулятивные берега п-ова Кастрикум за последние 40 лет испытывали разнонаправленные движения, их развитие ограничивается конфигурацией небольших бухт – открытостью бухт к волнению, дальностью от берега и углом подхода входящих мысов бухт, а также наличие широких бенчей, препятствующих сильному волновому воздействию. Итоговые скорости выдвижения аккумулятивных берегов также невелики – до 0.5 м/год.

Открытый рейд (залив Токотан). Аккумулятивные берега кутовой части залива Токотан с 2006 по 2021 г. в целом испытали выдвижение на 20–30 м (около 1.5–2.0 м/год) с максимумом в центре

(до 80 м или почти 5 м/год). Общее за 40 лет (с 1980 по 2021 г.) выдвижение составило 60–70 м (0.8–0.9 м/год). Наибольшие выдвижения испытали берега в устьевых участках рек и ручьев – максимально до 120 м в приустьевой части р. Шабалина (около 3 м/год). Вместе с тем некоторые участки берега отступили на 10–15 м (рис. 2).

Как видно из вышеизложенного, хотя абразионные берега типа 1 и являются наиболее устойчивыми к волновому воздействию, они малопригодны для освоения из-за больших высот и крутизны клифов.

Абразионные ступенчатые берега второго типа устойчивы к волновому воздействию и обладают приглубым подводным береговым склоном. Однако узость большинства абразионных террас и примыкание их к высоким крутым склонам делает эти берега не пригодными для освоения.

Наиболее благоприятными участками берегов (в условиях о. Уруп) для строительства причальных сооружений являются некоторые участки абразионно-денудационных берегов с валунно-глыбовой отмосткой типа 3. Эти берега являются довольно устойчивыми к волновому воздействию (до 0.2–0.3 м/год – средняя скорость отступания береговой линии, а клифа – локально до 0.5 м).

Выделен ряд участков этого подтипа берега, на котором потенциально могли быть возведены причальные сооружения: основание северо-восточного фланга бухт Катаева и кутовая часть бухты Капсюль (юго-запад острова, п-ов Ван-дер-Линд), Новокурильской и Близнецов (северо-восток острова). Надо отметить, что восточный берег бухты Новокурильской в свое время был освоен японцами: на берегу сохранились остатки причальных сооружений и техногенный проход, обеспечивавший подход судов к берегу шириной около 20 м.

Около 80 % берегов о-ва являются абразионными вследствие его тектонического поднятия. Однако большая часть из них являются стабильными, так как сложены устойчивыми к абразии

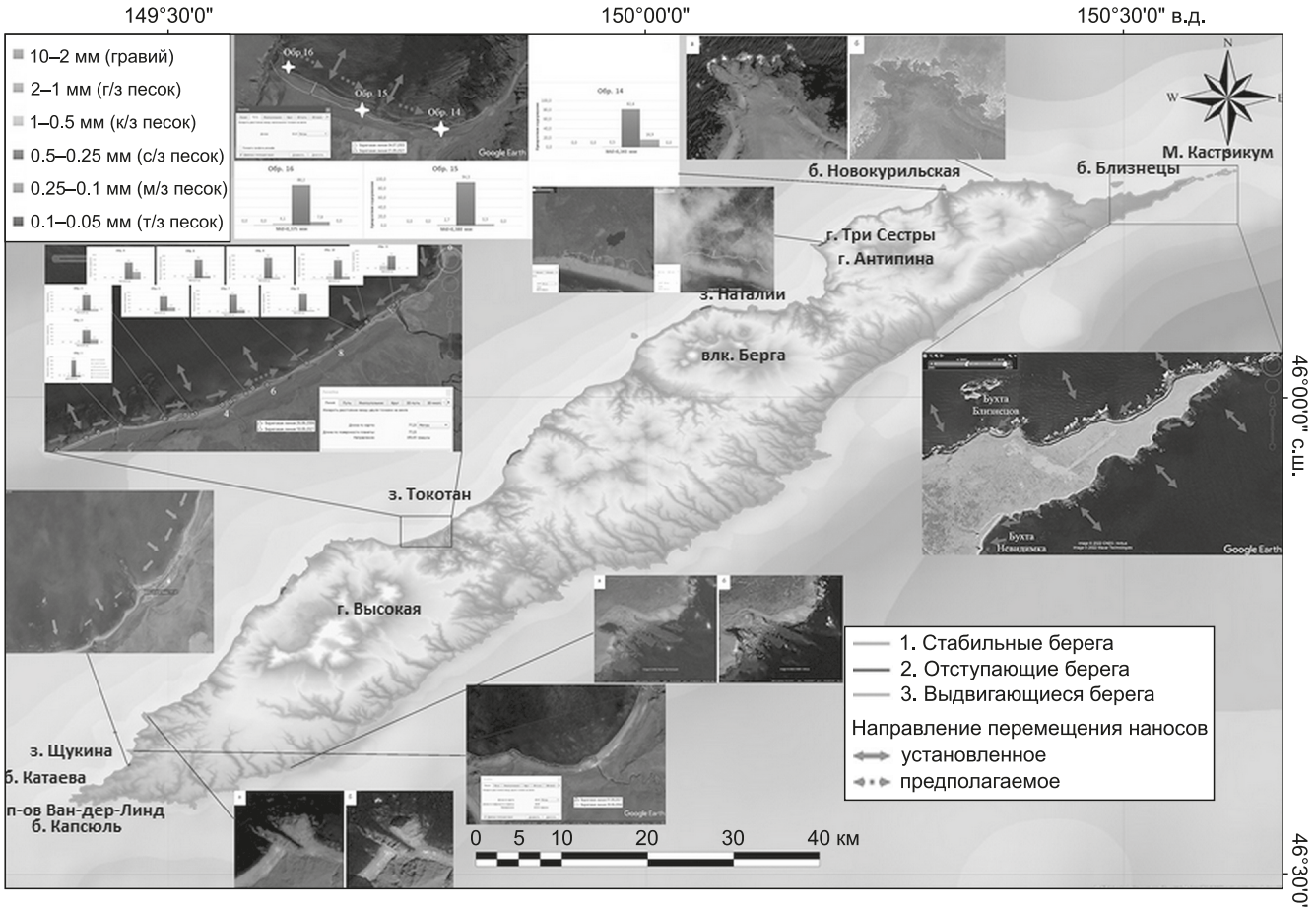


Рис. 2. Карта динамики берегов о. Уруп с 1980 по 2022 гг. (исходный масштаб 1:100000).

породами либо защищены широкой валунно-глыбовой отмосткой. 20 % берегов, сложенных рыхлыми отложениями, испытывают наибольшие изменения. Абразионные берега в слабосцементированных пирокластических отложениях (составляющие менее 1 % в типе 1 берега) отступают со скоростью до 2 м/год. Аккумулятивные берега (тип 4) в разных частях острова испытывают разнонаправленные движения: аккумуляцию 1–2 м/год (до 3–5 м/год) или размыв – 0.5–0.7 м/год (локально до 1 м/год). Аккумулятивные берега открытых частей побережья выдвигаются в целом медленнее бухтовых – до 0.5 м/год, нередко происходят размывы.

Выявлено несколько участков берегов для возведения причальных сооружений, наиболее благоприятным из которых является абразионно-денудационный берег с валунно-глыбовой отмосткой (тип 3) в основании северо-восточных флангов бухт Новокурильская и Близнецов. Важно отметить, что участки побережья этих бухт (морской террасовый уровень высотой 25–40 м) благоприятен и для соответствующей сухопутной инфраструктуры.

Исследование выполнено по теме государственного задания АААА-А16-121040100323-5 «Эволюция природной среды в кайнозое, динамика рельефа, геоморфологические опасности и риски природопользования». Отчеты о результатах исследований и рекомендации по освоению берегов острова Уруп переданы в Министерство обороны РФ и Русское географическое общество.

1. Ионин А.С., Каплин П.А., Медведев В.С. Классификация типов берегов земного шара (применительно к картам Физико-географического атласа мира) // Труды океанографической комиссии АН СССР. 1961. Т. 12. С. 94–108.

2. Рыбин А.В., Чибисова М.В., Дегтерев А.В., Гурьянов В.Б. Вулканическая активность на Курильских островах в XXI в. // Вестник ДВО РАН. 2017. № 1. С. 51–61.

3. Шуйский Ю.Д., Симеонова Г.А. О влиянии геологического строения морских берегов на процессы абразии // Доклады Болгарской АН. 1976. Т. 29. № 2. С. 241–243.

4. Игнатов Е.И. Береговые морфосистемы. М.–Смоленск: Маджента. 2004. 352 с.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ РУСЛОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ НА РАВНИННЫХ РЕКАХ ОБЬ-ИРТЫШСКОГО БАССЕЙНА

А.А. Куракова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, a.a.kurakova@mail.ru

Аннотация. Реки Обь-Иртышского бассейна характеризуются активными русловыми деформациями, в первую очередь размывами берегов. Они представляют как реальную, так и потенциальную угрозу для освоения и развития приречных территорий и водных путей. Геолого-геоморфологические условия формирования русла (ширина днища долины и влияние коренных берегов) наравне с изменением по территории водного режима и стока наносов на реках, а также их морфодинамических типов оказывают влияние на темпы смещения русел. Параметры форм русла, определяющие гидравлику потока, оказывают влияние на скорость и протяженность фронта размыва берегов. С увеличением степени развитости излучин скорости размыва берегов возрастают при одновременном сокращении длины фронта размыва.

Ключевые слова: русловые процессы; русловая деформация; размыв берегов; излучина; разветвление

DEVELOPMENT OF CHANNEL DEFORMATIONS ON THE PLAIN RIVERS OF THE OB-IRTYSH BASIN

A.A. Kurakova

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract. The rivers of the Ob-Irtysh basin are characterized by active channel deformations, primarily by bank erosion. They pose both a real and potential threat to the development and development of riverine territories and waterways. The geological and geomorphological conditions of channel formation (the width of the valley bottom and the influence of bedrock banks), along with changes in the territory of the water regime and sediment runoff on rivers, as well as their morphodynamic types, affect the rate of channel displacement. The parameters of the channel forms, which determine the hydraulics of the flow, affect the rate and extent of the front of bank erosion. With an increase in the degree of development of the bends, the river bank erosion rates increase with a simultaneous reduction in the length of the erosion front.

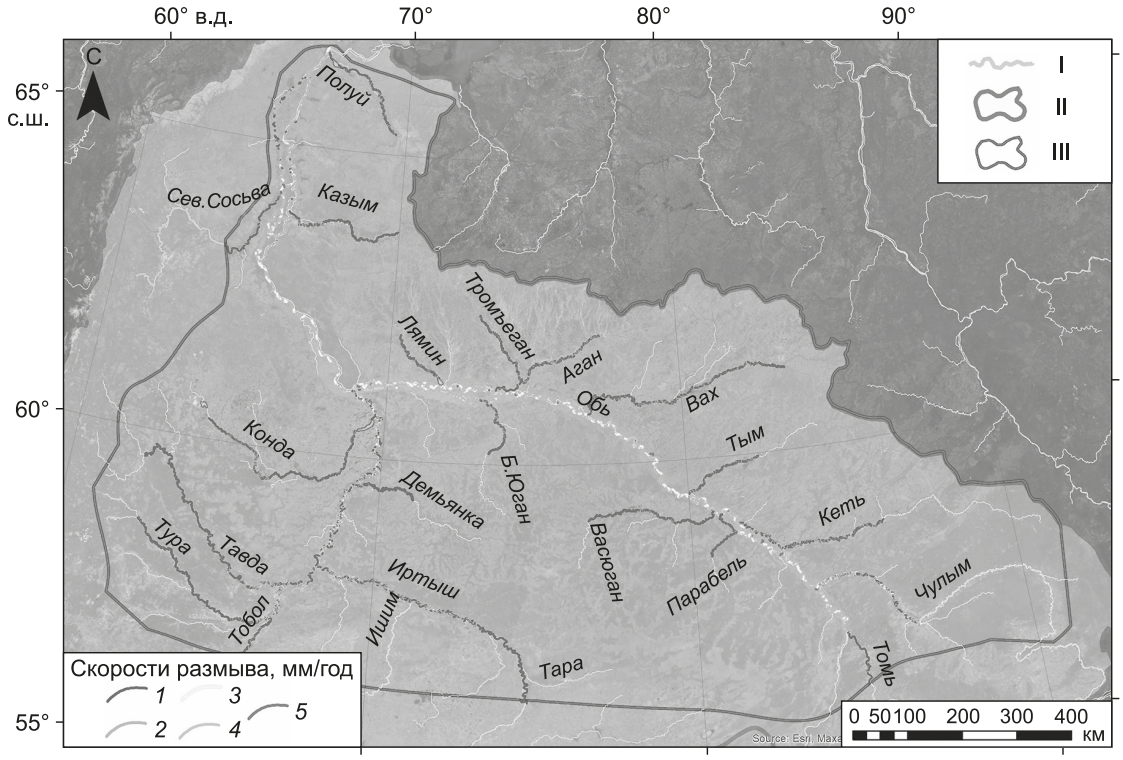
Keywords: fluvial processes; channel reformation; bank erosion; meander; braided river

Равнинные реки Обь-Иртышского бассейна в пределах лесной зоны характеризуются формированием русел в свободных, относительно однородных геолого-геоморфологических условиях. Это обуславливает широкое распространение размывов берегов, характеризующихся достаточно большими темпами и представляющих как реальную, так и потенциальную опасность для водного хозяйства (рисунок). Протяженность и положение фронтов размыва отражают характер смещения форм русла (излучин, рукавов), скорости размывов – интенсивность горизонтальных русловых деформаций. Размывы берегов не только создают опасность для освоения приречных территорий и водных ресурсов, но и выступают источником поступления наносов в русло, которые, аккумулируясь ниже по течению, затрудняют судоходство, вызывая обмеление перекатов и снижая гарантированные глубины [1].

На средней и нижней Оби (от устья р. Томи до г. Салехарда) встречаются различные типы русла (прямолинейное, меандрирующее и разветвленное), тогда как нижний Иртыш (от устья р. Тары до его устья) и остальные реки бассейна имеют преимущественно меандрирующее (извилистое) русло. Интенсивность размыва берегов в различных типах русла больше на средней Оби, чем в ее нижнем течении, что обусловлено меньшей рассредоточенностью стока и влиянием коренных берегов. Наиболее активные горизонтальные русловые деформации на средней и нижней Оби приурочены к пойменно-русловым разветвлениям с меандрирующими рукавами и вписанным излучинам ввиду того, что их вогнутые берега представлены песчаными террасами, которые легко размываются [2].

На средней и нижней Оби направленный тренд в изменении темпов размыва берегов вниз по течению отсутствует, несмотря на увеличение водоносности рек в 2–3 раза. Основную роль в этом играет рассредоточение стока по рукавам раздвоенного русла и пойменным протокам (ответвлениям), длительное и глубокое затопление поймы, что приводит к общему снижению мощности потока и расходов воды в основном русле и, следовательно, к интенсивности размывов берегов. На нижнем Иртыше и больших и средних реках бассейна, наоборот, наблюдается последовательный рост скоростей размыва берегов вниз по течению в соответствии с увеличением его водоносности и по мере снижения влияния коренных берегов на развитие излучин, что связано с отсутствием рассредоточения потока по рукавам и пойменным протокам [3].

Как на Оби и Иртыше, так и на их притоках одна из главных форм проявления переформирований русла – развитие излучин русла и излучин рукавов разветвлений, направленное изменение их параметров в результате размыва одних берегов и намыва других [3].



Распространение размываемых берегов и скоростей их размыва на реках Обь-Иртышского бассейна. *1* – <1 м/год, *2* – 1–3 м/год, *3* – 3–5 м/год, *4* – 5–7 м/год, *5*– >7 м/год. I – реки, II – граница Обь-Иртышского бассейна, III – граница лесной зоны в пределах равнинной части Обь-Иртышского бассейна.

Районирование территории по условиям размыва берегов показывает снижение темпов размыва берегов на средних и больших реках к северу и к Обь-Иртышскому междуречью. В этом же направлении снижается степень опасности горизонтальных русловых деформаций. Это районирование совпадает с гидрогеологическим районированием бассейна [4] и районированием территории по изменению водного режима на реках [5].

Данные об уклонах и руслообразующих наносах позволили определить, что на средней и нижней Оби и нижнем Иртыше преимущественно относительно устойчивые русла, что соответствует умеренной опасности. Для их притоков опасность русловых процессов относительно невысока – 1–2 балла и увеличивается вниз по течению, достигая трех баллов в низовьях больших рек (Томь и Чулым) [3].

Размывы берегов во многом зависят от структуры скоростного поля потока и циркуляционных течений, влияющих на темпы и длину фронта размыва. С ростом степени развитости форм русла скорости размыва берегов на реках возрастают, достигая максимальных значений в диапазоне l/L=1.4–1.7, после чего снижаются. Наибольшая протяженность фронта размыва берегов наблюдается у более пологих излучин с большим шагом и радиусом кривизны [2].

Полученные результаты вносят существенный вклад в развитие учения об опасных русловых процессах и могут способствовать безопасному и эффективному водохозяйственному и водно-транспортному освоению территории Обь-Иртышского бассейна.

Исследование выполнено по планам НИР (ГЗ) научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (№ 121051200166-4).

1. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 3: Антропогенные воздействия, опасные проявления и управление русловыми процессами. М.: КРАСАНД, 2019. 640 с.

2. Куракова А.А. Размывы пойменных берегов Оби и Иртыша и их связь с морфологией русла // Географический вестник. 2022. № 1(60). С. 40–59. DOI:10.17072/2079-7877-2022-1-40-59.

3. Куракова А.А. Гидролого-морфодинамический анализ русел и опасные проявления русловых процессов на равнинных реках Обь-Иртышского бассейна (лесная зона): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 2022. 28 с.

4. Земцов В.А. Влияние физико-географических условий на естественную зарегулированность стока рек Западно-Сибирской равнины // Вопросы географии Сибири. Томск: ТГУ, 1979. № 29. С. 46–58.

5. Куракова А.А. Районирование Обь-Иртышского бассейна по условиям размыва берегов рек // Известия РАН. Серия географическая. 2023. № 2. С. 1–15. DOI:10.31857/S2587556623020061.

ИНДИКАТОРЫ ЭОЛОВО-КРИОГЕННОГО МОРФОЛИТОГЕНЕЗА ИШИМСКОЙ РАВНИНЫ В ПОЗДНЕМ КВАРТЕРЕ И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ

С.И. Ларин[1], В.А. Алексеева[2], Н.С. Ларина[3]

[1] Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, г. Тюмень, Россия, silarin@yandex.ru

[2] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

[3] Тюменский государственный университет, г. Тюмень, Россия

Аннотация. Рассмотрена морфология, геолого-геоморфологические особенности индикаторов эолово-криогенного морфолитогенеза на территории Ишимской равнины в позднем квартере: линейных гряд (грив), параболических континентальных дюн, котловин выдувания разных размеров и форм, дюнных бугристых песков в долинах рек. Методом оптико-стимулированной люминесценции определен сартанский возраст гривных толщ и позднеледниково-раннеголоценовый возраст приречных дюнных бугристых песков. По результатам лабораторно-аналитических исследований вещественного состава гривных толщ (гранулометрия, морфоскопия кварцевых зерен и др.) сделан вывод об их формировании в перигляциальных условиях.

Ключевые слова: эоловый морфолитогенез; линейная гряда; континентальная дюна; бугристые пески; дефляционная котловина

INDICATORS OF AEOLIAN-CRYOGENIC MORPHOLITHOGENESIS OF THE ISHIM PLAIN IN THE LATE QUARTER AND PALEOGEOGRAPHICAL INFORMATION CONTENT

S.I. Larin[1], V.A. Alekseeva[2], N.S. Larina[3]

[1] Earth Cryosphere Institute of the Tyumen Scientific Centre, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russia

[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

[3] Tyumen State University, Tyumen, Russia

Abstract. The morphology, geological and geomorphological features of indicators of aeolian-cryogenic morpholithogenesis on the territory of the Ishim plain in the Late Quarter are considered: linear ridges (manes), parabolic continental dunes, blowing basins of different sizes and shapes, dune bumpy sands in river valleys. The Sartan age of the manes strata and the late glacial-early Holocene age of the riverine dune hilly sands were determined by the method of optically stimulated luminescence. Based on the results

of laboratory and analytical studies of the material composition of manes strata (granulometry, morphoscopy of quartz grains, etc.), a conclusion was made about their formation in periglacial conditions.

Keywords: aeolian morpholithogenesis; linear ridge; continental dune; bumpy sands; deflationary basin

На юге Западной Сибири и в Северном Казахстане широко распространен комплекс морфологически выраженных мезоформ рельефа и слагающих их осадков, представленный парагенетически взаимосвязанными линейными грядами (гривами) с разделяющими их понижениями, параболическими континентальными дюнами, котловинами выдувания и полями дюнных бугристых песков в долинах рек.

Линейные гряды (гривы) – вытянутые или слегка извилистые, узкие (от 300–400 м до 1.0–1.5 км), относительно невысокие (от 3–5 до 15–18 м) повышения с плосковыпуклыми вершинами, пологими склонами (крутизна от 0.5° до 5–6°), в основном параллельные или субпараллельные, имеющие одинаковую преимущественно с запад-юго-запада на восток-северо-восток ориентировку (по Д.Н. Фиалкову [1] азимут гривных систем от 63° до 67°). Длина гряд от 2–5 до 9–11 км, редко до 25 км, превосходит ширину от 4–5 до 20, редко 30–35 раз. Высота отдельно взятой гривы в различных местах может изменяться. Некоторые гривы в плане имеют изогнутые очертания, часть соединены перемычками, возвышающимися над межгривными понижениями на 2–3 м. Большинство грив размещено в виде фронтов, состоящих из 5–12 грив. Ширина межгривных понижений на участках таких фронтов равна или чуть больше ширины самих грив. Характерная морфологическая особенность грив – они начинаются на междуречной равнине, оканчиваются на склоне или дне понижений, котловин и долин. При этом в современных речных долинах гривы распространены на склонах и террасах, включая вторую надпойменную [2, 3].

Первые надпойменные террасы свободны от грив, а эрозионные врезы этих террас подрезают их склоны (например, возле с. Паренкина вблизи г. Тюмени). На Ишим-Тобольском междуречье многие гривы перегораживают практически поперек древние «мертвые» долины субмеридионального простирания, разбивая их на замкнутые или почти замкнутые понижения. На склонах и дне озерных понижений гривы сохраняют практически широтную ориентировку. Морфология и ориентировка грив и дюнных скоплений в долинах рек по отношению к областям развевания и выноса указывают на преобладание ветров западных румбов во время их образования за счет влекомого эолового наноса [2, 3].

Параболические континентальные дюны – древнеэоловые формы рельефа, образовавшиеся в процессе перевевания песчаного аллювия надпойменных террас, а также ложбин древнего стока. Они образуют сложные комплексы дюнно-грядового рельефа, где вогнутая наветренная сторона обращена на запад-юго-запад, выпуклая, подветренная – на восток-северо-восток. Замки дюн бывают часто разрушены вторичной эоловой моделировкой [4].

Котловины выдувания – замкнутые скульптурные формы рельефа, выработанные за счет дефляции и выноса значительной части рыхлого материала. В самих котловинах имеется система из 2–3 низких озерных террас конца позднего плейстоцена и голоцена. Показательна связь таких котловин с аккумулятивными дюнно-грядовыми комплексами, закономерно размещающимися на плоской междуречной равнине к востоку и северо-востоку от них. Как и в долинах рек, это также свидетельствует о выдувании материала западными ветрами из отрицательных форм рельефа в эпохи аридизации. Примером могут служить гривы с восточной стороны оз. Медвежьего и других озер в «мертвой» долине к северу от ст. Петухово железной дороги Курган–Петропавловск–Омск, гривы на восточном склоне котловин озер Бол. Ильдяш (Седяшево), Пустое, Пепелино и болота Бол. Кротово (Альменевский р-н, Курганская обл.), грива, на которой расположено с. Сафакулево с восточной стороны оз. Каксарлы (Сафакулевский р-н, Курганская обл.) и др.

Дюнные бугристые и дюнно-грядовые пески – массивы древнего перевевания, представленные современными ландшафтами песчаных сосновых боров. Дюнный рельеф бугристых песков

встречается на II и III надпойменных террасах, почти сплошь захватывает первую надпойменную террасу. В пределах рассматриваемой территории поля бугристо-грядовых песков сформированы за счет перевевания песчаного аллювия р. Тобол (Заречный, Заводоуковский боры), р. Ишим (Синицынский бор) и их притоков, а также междуречья р. Убаган и р. Тобол (Озернинская дача, Алабугская дача, Абугинский бор), р. Миасс и р. Тобол (Илецко-Иковский бор), р. Тобол и р. Исеть (Боровлянский бор), р. Исеть и р. Пышма (Припышминские боры).

Комплекс грядово-(гривно)-ложбинного рельефа издавна привлекает внимание исследователей. Высказаны различные гипотезы о его генезисе и возрасте [5–8 и др.].

Многие связывают происхождение грив и слагающих их отложений с активным проявлением эоловых процессов в позднем квартере [2, 3, 9, 10–12 и др.].

Имеющийся фактический материал позволяет присоединиться к последней точке зрения. Полученные авторами в лаборатории оптико-стимулированной люминесценции (ОСЛ) ВСЕГЕИ 15 дат из верхней части (5–10 м) разрезов грив Тобол-Ишимского междуречья показывают аккумуляцию гривных толщ в интервале времени от 30.9±1.6 до 19.4±1.0 тыс. л. н., т.е. в финале МИС-3 и преимущественно во время МИС-2. Приречные песчаные дюны с сосновыми борами имеют более молодой возраст. ОСЛ-дата, полученная из разреза песчаной дюны возле с. Озерное (Озернинский сосновый бор, Звериноголовский р-н, Курганская обл., гл. 1.88–1.93 м, кварц), имеет возраст 10.5 ±0.9 тыс. л. н. (RGI-0921). Только эоловая аккумуляция-дефляция могла сформировать морфологически и геологически однотипные, строго параллельные образовавшим их господствующим ветрам гривные формы рельефа, одинаково ориентированные в разных отдаленных друг от друга районах. Формы рельефа, аналогичные гривам Западной Сибири, широко распространены в других регионах умеренного пояса Северного полушария: бэровские бугры в Прикаспийской низменности и Калмыкии [2, 13], ориентированный эоловый рельеф на водораздельных поверхностях Центральной Якутии [14], ориентированные грядово-ложбинные комплексы в штатах Южная и Северная Каролина (США) [15, 16], дюны штата Небраска (США) [17], материковые дюны (гряды paha) на юго-востоке США [18–20].

Материалы авторов и других исследователей [2, 9, 13] показывают, что отложения разного генезиса и возраста, находящиеся в основании разрезов грив Тобол-Ишимского междуречья, сверху перекрыты аккумулятивной толщей маломощных (1.0–1.5 до 2–5 м) лёссовидных осадков, представляющих собой фациальную разность покровных лёссовидных отложений. Различная динамика среды и вторичные процессы гипергенеза во время накопления покровных отложений повлияли на общий облик и состав отложений грив, межгривных отложений и покров вне гривного рельефа.

По данным авторов, в юго-западной части Западной Сибири гривы практически повсеместно сложены низкосортированным (коэффициент сортировки So>3, коэффициент асимметрии Sк>0) по номенклатуре В.Т. Фролова [21] мелким глинистым песком и песчанистым алевритом. Содержание глинистой фракции в разрезах непостоянно, поэтому выделяются алевритопесчанистые разности: глинистая, сильноглинистая, алевритисто-сильноглинистая, алевритово-глинистая.

Значения удельной магнитной восприимчивости (χ), измеренные по вертикальным профилям в разрезах отложений 10 грив рассматриваемой территории, изменяются в небольшом диапазоне – от $7.1 \cdot 10^{-8}$ до $12.2 \cdot 10^{-8}$ м^3/кг. Графики содержания χ по глубине имеют фактически вид «прямой» с небольшими отклонениями значений в сторону увеличения или уменьшения от условной средней линии. Средние значения χ по профилю отложений грив (без почв) находятся в диапазоне от $8.9 \cdot 10^{-8}$ до $10.6 \cdot 10^{-8}$ м^3/кг. Максимальные значения χ до $98.9 \cdot 10^{-8}$ м^3/кг (разрез гривы у с. Савина), $98.6 \cdot 10^{-8}$ м^3/кг (разрез гривы у с. Большеудалово) [22] фиксируются в современных почвах на глубине 0.1–0.3 м, поскольку здесь в процессе почвообразования происходит новообразование ферримагнитных минералов.

Однородный гранулометрический состав, в совокупности с небольшой изменчивостью значений удельной магнитной восприимчивости и другими характерными особенностями гривных толщ (цвет, карбонатность, особенности сортировки материала и т.д.), свидетельствует о близких

условиях седиментации на всей площади распространения гривного рельефа. Важным диагностическим признаком, свидетельствующим об аккумулятивном генезисе грив, является облекающий характер слоистости и падение слоев в разные стороны на противоположных склонах грив. На эту черту строения гривных толщ в свое время обращал внимание И.А. Волков [9]. Она выявляется на стенках геологических разрезов при массовых замерах углов и азимутов падения отдельных слойков вкрест простирания грив.

Морфоскопия зерен кварца из осадочной толщи грив показывает преобладание частиц, в разной степени испытавших перенос в воздушной среде [23]. Доля таких зерен достигает 84–100 % (грива у с. Большеудалово, Ишимский р-н, Тюменская обл.), 88–100 % (грива у с. Чуртан, Викуловский р-н, Тюменская обл.), от 68–72 до 88–92 % (грива у Краснооровское, Армизонский р-н, Тюменская обл.), снижается до 68–72...88–96 %, иногда до 48 % (грива у с. Кареглазово, Абатский р-н, Тюменская обл.). В некоторых разрезах грив обращает на себя внимание низкая (редко средняя) степень выраженности эоловых текстур поверхности, часто встречающихся только лишь на не значительных по площади участках видимой поверхности зерен. При этом многие кварцевые зерна несут следы постседиментационных преобразований, прежде всего в виде кремниевой пленки осажденных коллоидов, обволакивающей поверхность зерна, нивелирующей рельеф поверхности и в значительной степени маскирующей ее исходные текстуры. Например, доля кварцевых зерен с кремневой пленкой в разрезе гривы у с. Кареглазово достигает от 76–96 до 100 % (в среднем, 89 %). Невысокий коэффициент окатанности песчаных частиц, хорошая сохранность исходных текстур поверхности, незначительная встречаемость специфических для эоловых процессов текстур поверхности (в основном только на выпуклых участках кварцевых зерен) говорят о низких скоростях ветров и, по всей видимости, ближнем переносе.

Важная геологическая черта покровных отложений грив – резкая нижняя граница с нижележащими осадками разного генезиса, свидетельствующая о частичном сносе материала перед началом аккумуляции. В подошве покровных отложений выявлены погребенные трещины усыхания, первично-грунтовые жилы и псевдоморфозы по ледово-грунтовым жилам. Их полости заполнены материалом эолово-криогенного генезиса [24], тождественным нижней части покрова. Зияющие трещины и жилы в геологическом отношении достаточно эфемерные образования и не могли долго сохраняться, поэтому формировались одновременно с началом накопления покровной толщи.

Следы палеокриогенеза нашли отражение также в современном рельефе в виде реликтового криогенного микрорельефа (РКМ), представленного сплошной сетью полигонов разной формы и степени выраженности. Особенно отчетливо РКМ выражен в долинах рек Тобол и Ишим, а также их основных притоков на распаханных поверхностях вторых надпойменных террас [25].

Степень влияния криогенеза на гривные толщи показывают результаты морфоскопии зерен кварца, результаты геохимических исследований и значения количественного показателя – коэффициента криогенной контрастности (ККК), учитывающего распределение кварца и полевых шпатов по гранулометрическому спектру [26]. Содержание зерен кварца с криогенными текстурами поверхности в одних случаях составляет от 64 до 96 % (грива у с. Чуртан), в других резко варьируется по разрезу, достигая 40–68 % (верхние 2 м разреза гривы у с. Большеудалово), 36–68 % (среднее 50 %) в самой верхней части разреза грива у с. Кареглазово, ниже по разрезу снижаясь до 24–28 % и даже 4–9 %. Геохимические данные и значения ККК показывают неоднократную смену мерзлотно-климатических условий: от холодного аридного до умеренного климата, от сезонной мерзлоты и преимущественно положительных среднегодовых температур грунта до сплошной мерзлоты с весьма низкими среднегодовыми температурами [27]. Наиболее холодные (резкое и значительное снижение температуры воздуха и грунтов) и экстремально аридные климатические условия реконструированы преимущественно для основания толщи покровных отложений. По всей видимости, именно этот хроноинтервал можно соотнести с периодом существования сложного сочетания ландшафтов, приближающихся по своему облику к холодным полупустыням и пустыням в понимании А.А. Величко с соавторами [28].

В совокупности имеющиеся данные позволяют считать весь комплекс гривного рельефа и парагенетически связанных с ним осадков перигляциальным эоловым образованием, унаследованным от эпох аридизации на границе МИС-3/МИС-2 и во время МИС-2 (сартанский криохрон). Дюнные комплексы в долинах рек фиксируют более молодую позднеледниковую – раннеголоценовую фазу эоловой активизации.

1. Фиалков Д.Н. Грядовые формы рельефа Западно-Сибирской низменности. Омск: Западно-Сибирское книжное изд-во, 1964. 59 с.

2. Волков И.А. Роль эолового фактора в эволюции рельефа // Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. 1. М.: Наука, 1976. С. 264–289.

3. Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лёссово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Гео, 2012. 477 с.

4. Николаев В.А. Ландшафты азиатских степей. М.: Изд-во Московского университета, 1999. 288 с.

5. Бейзель А.Л. Новые данные к разработке модели формирования гривного рельефа юга Западной Сибири // Интерэкспо ГЕО-Сибирь: Материалы XIV Международного научного конгресса (23–27 апреля, 2018 г.). Новосибирск: СГУГИТ, 2018. Т. 2. С. 92–96.

6. Бейзель А.Л., Соболев Е.С., Ян П.А. Новые данные по проблеме происхождения гривного рельефа юга Западной Сибири // Интерэкспо ГЕО-Сибирь: Материалы XV Международного научного конгресса (24–26 апреля, 2019 г.). Новосибирск: СГУГИТ, 2019. Т. 2. № 1. С. 3–9.

7. Городецкая М.Е. Морфоструктура и морфоскульптура юга Западно-Сибирской равнины. М.: Наука, 1972. 154 с.

8. Гросвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики: Опыт геоморфологического анализа палеогидрологических систем материка. М.: Научный мир, 1999. 120 с.

9. Волков И.А., Волкова В.С., Задкова А.А. Покровные лёссовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск: Наука, 1969. 332 с.

10. Осинцева Н.В. Гривный рельеф юга Западно-Сибирской равнины: морфология и возраст (на примере Черноозерской гривы, Саргатское Прииртышье) // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 26–32. DOI:10.17223/25421379/4/4.

11. Осинцева Н.В., Шмидт И.В., Горбунова Т.А., Лауэр Т., Шнайдер Б., Тинапп Х., Штойбле Х. Субаэральные отложения черноозерской гривы (долина р. Иртыш): гранулометрический состав, генезис, динамика осадконакопления // Геоморфология. 2022. Т. 53. № 2. С. 51–60. DOI:10.31857/S04354 28122020080.

12. Поздняков А.В., Пупышев Ю.С., Пучкин А.В., Фузелла Т.Ш. Генезис грядово-ложбинного рельефа Западно-Сибирской равнины // Геосферные исследования. 2020. № 4. С. 42–57. DOI:10.17223/ 25421379/17/4.

13. Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука, 1971. 354 с.

14. Галанин А.А. Эоловый рельеф холодных регионов Восточной Сибири: вопросы генезиса и классификации // XXXVI пленум Геоморфологической комиссии РАН. Геоморфология – наука XXI века: Материалы всероссийской научно-практической конференции с международным участием (24–28 сентября 2018 г.). Барнаул: АлГУ, 2018. С. 95–102.

15. Markewich H.W., Markewich W. An overview of Pleistocene and Holocene inland dunes in Georgia and the Carolinas: Morphology, distribution, age, and paleoclimate // U.S. Geological Survey Bulletin. 1994. Vol. 2069. 32 p. DOI:10.3133/b2069.

16. Markewich H.W., Litwin R.J., Wysocki D.A., Pavich M.J. Synthesis on Quaternary aeolian research in the unglaciated eastern United States // Aeolian Research. 2015. Vol. 17. P. 139–191. DOI:10.1016/j.aeolia. 2015.01.011.

17. Baldauf P.E., Burkhart P.A., Hanson P.R., Miles M., Larsen A. Chronology of dune development in the White River Badlands, northern Great Plains, USA // Aeolian Research. 2019. Vol. 37. P. 14–24. DOI:10.1016/j. aeolia.2018.12.004.

18. Iannicelli M. Devon island's oriented landforms as an analog to Illinois-type Paha // Polar Geography. 2003. Vol. 27. Iss. 4. P. 339–350. DOI:10.1080/789610227.

19. Prior J.C. Landforms of Iowa. Iowa: University of Iowa Press, 1991. 168 p.

20. Scholtes W.H. Properties and classification of the paha loess-derived soils in northeastern Iowa. Retrospective Theses and Dissertations. Iowa, 1951. 171 p.

21. Фролов В.Т. Литология. М.: Изд-во Московского университета, 1993. Кн. 2. 432 с.

22. Ларин С.И., Ларина Н.С., Алексеева В.А. Условия образования отложений грив и почв Тобол-Ишимского междуречья по данным профильного распределения магнитной восприимчивости // Динамика экосистем в голоцене: Сборник статей по материалам всероссийской научной конференции (17–21 октября 2022 г., Санкт-Петербург) / Ред. Д.А. Субетто. СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2022. С. 254–257.

23. Алексеева В.А., Ларин С.И., Ларина Н.С. Морфоскопия кварцевых зерен из отложений гривных толщ Тобол-Ишимского междуречья // Геоморфология. 2022. Т. 53. № 3. С. 117–127. DOI:10.31857/S0435428122030038.

24. Ларин С.И., Алексеева В.А., Лаухин С.А., Ларина Н.С., Гусельников В.Л. Особенности формирования состава реликтовых грунтовых жил в основании покровных отложений лесостепного Притоболья // Криосфера Земли. 2020. Т. XXIV. № 4. С. 5–18. DOI:10.21782/KZ1560-7496-2020-4(5-18).

25. Ларин С.И., Лаухин С.А. Реликтовый криогенный морфолитогенез Ишимской равнины в позднем плейстоцене // Геоморфология и картография: Материалы XXXIII пленума Геоморфологической комиссии РАН (17–20 сентября 2013 г.). Саратов: СГУ, 2013. С. 397–400.

26. Конищев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитологических исследований. М.: Изд-во Московского университета, 1994. 135 с.

27. Ларин С.И., Лаухин С.А., Алексеева В.А., Ларина Н.С. О мерзлотно-климатических условиях формирования гривных толщ Тобол-Ишимского междуречья // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов. Восьмые Саксовские чтения: Материалы научной онлайн-сессии, посвященной 110-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР В.Н. Сакса (19–22 апреля 2021 г.). Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2021. С. 322–326. DOI:10.18303/B978-5-4262-0104-0-322.

28. Величко А.А., Тимирева С.Н., Кременецкий К.В., МакДональд Г., Смит Л. Западно-Сибирская равнина в облике позднеледниковой пустыни // Известия РАН. Серия географическая. 2007. № 4. С. 16–28.

РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ В УСЛОВИЯХ ГАЗОГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ

Е.В. Лебедева

Институт географии РАН, г. Москва, Россия, ekaterina.lebedeva@gmail.com

Аннотация. Наряду с обычными флювиальными процессами – эрозией и аккумуляцией – в рассматриваемых долинах идут специфические процессы денудации и аккумуляции, обусловленные газогидротермальной деятельностью. В связи с трансформацией коренных пород активизируются склоновые процессы и сход селей. На участках газогидротермальных проявлений формируются многочисленные оползневые террасы, происходит расширение долин. Выявленные закономерности типичны для большинства долин с газогидротермальными проявлениями, что подтверждают наблюдения в разных вулканических регионах мира.

Ключевые слова: денудация; аккумуляция; сель; оползневая терраса; подпрудный водоем

RIVER VALLEYS UNDER CONDITIONS OF GAS-HYDROTHERMAL IMPACT

E.V. Lebedeva

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. Along with the usual fluvial processes – erosion and accumulation – specific processes of denudation and accumulation occur in the valleys under consideration, due to gas-hydrothermal activity. In connection with the transformation of bedrocks, slope processes and mudflows are activated. Numerous landslide terraces are formed, and river valleys are expanding. The revealed patterns are typical for most valleys with gas-hydrothermal manifestations, which is confirmed by observations in different volcanic regions of the world.

Keywords: denudation; accumulation; mudflow; landslide terrace; dammed reservoir

Участки активных газогидротермальных проявлений часто встречаются в долинах рек территорий современного вулканизма. Это обусловлено тем, что заложение речных долин, как и местоположение выходов термальных вод и газов, обычно связано с зонами разломов и повышенной трещиноватости. Выделяются [1, 2] три основных типа газогидротермальных проявлений: парогазовые выходы, грязевулканические проявления и термальные источники. Как правило, все они наблюдаются на сольфатарных полях – участках наиболее активного и высокотемпературного проявления газогидротермальной деятельности. Термальные источники, температура и минерализация которых постепенно снижаются при удалении от вулканического центра, сохраняются и при угасании вулканической активности [3]. Источником воды гидротерм являются атмосферные осадки, но в процессе фильтрации их состав во многом изменяется по сравнению с исходным в результате взаимодействия с вулканическими газами и породами [1, 4].

Влияние газогидротермальных проявлений на формирование флювиального рельефа практически не изучено. Детальные геоморфологические исследования, проведенные в долинах водотоков на склонах вулканов Менделеева и Баранского (Южные Курильские острова), Мутновского и Узон-Гейзерной кальдеры (Камчатка), позволили проанализировать влияние газогидротермальной активности на характер процессов рельефообразования в речных долинах. Маршрутные исследования выполнены также в вулканических регионах Северной и Южной Америки, Исландии и Новой Зеландии. Впервые проведена классификация форм денудационного и аккумулятивного рельефа, формирование которого впрямую или опосредованно связано с деятельностью газогидротерм в пределах речных долин [5, 6].

В формировании геотермальных зон активно участвует эндогенная энергия. Соответственно, на участках газогидротермальной активности рельефообразование идет под воздействием термальных и химических процессов. Растворы термальных источников и парогазовые выбросы фумарол интенсивно изменяют вмещающие породы. Из-за прогрева грунтов трансформация вещества происходит там круглый год даже в условиях умеренного климата. При этом выветривание пород может идти различными путями. При пропилитизации происходит их уплотнение, снижение пористости, повышение упругих и прочностных характеристик. При проработке толщ рыхлых пород термальными растворами, особенно с содержанием окислов и гидроокислов железа, часто происходит их цементация. Так же широко наблюдается и трансформация пород в гидротермальные глины; когда их удельное сцепление снижается на 1–2 порядка [7–9], они приобретают пластические свойства, но при этом нередко сохраняют исходные цвет и структуру. Причем это касается как коренных вулканогенных пород, так и аллювиальных и селевых отложений. В значительной мере изменяется и русловой аллювий [10, 11]. В результате изменения характеристик рыхлых отложений и коренных пород меняются и темпы процессов рельефообразования. Увлажненный глинистый субстрат легко поддается эрозии, активизируются гравитационные процессы на склонах, все это приводит

к более интенсивной денудации. Напротив, в местах выходов сцементированных отложений в русле формируются пороги и водопады, эрозия замедляется.

Газогидротермальные проявления могут быть приурочены как к днищам речных долин (чаще), так и к их бортам. Сами долины на участках развития газогидротермальной деятельности имеют своеобразное строение со специфическими формами микро- и мезорельефа. Обычно к таким участкам также приурочены четковидные расширения долин.

Активизация денудационных процессов в речных долинах геотермальных зон происходит в результате не только (1) физического воздействия текучих вод, когда развивается плоскостной смыв, линейная эрозия и суффозия, и (2) повышенного увлажнения склонов в местах выхода воды и пара – где доминирует оползание, но и (3) химического и термального воздействия минерализованной воды и насыщенного газами пара, приводящих к растворению и выветриванию пород. Наиболее динамично специфические экзогенные процессы развиваются на сольфатарных полях, где на литогенную основу воздействуют наиболее высокотемпературные газы и высокоминерализованные растворы, а также на бортах долин, где газогидротермальное воздействие стимулирует гравитационные склоновые процессы и эрозию. Для долин с газогидротермами характерны цепочки последовательных катастрофических процессов: смещение значительных объемов материала со склонов – сход селя – формирование подпрудного озера – разрушение плотины – повторный сход селя [12–15].

Денудационные формы рельефа приурочены преимущественно к бортам долин – в основном к их верхней части. Здесь часто формируются трещины отседания, формирование которых также связано с гидротермальной деятельностью, о чем свидетельствуют участки парения грунта в их пределах, как это наблюдалось, например на склонах долины р. Гейзерной [16, 17]. Процессы выветривания и увлажнения пород стимулируют широкий спектр склоновых процессов (обваливание, осыпание, оползание, сплывы) с формированием стенок срыва различной протяженности и высоты [18, 19].

Денудация наблюдается и на площадках парения – участках выходов горячих газов, под воздействием которых идет активное выветривание коренных пород. Здесь происходит вынос растворенного вещества и смыв мелкозема во время дождей и снеготаяния, суффозия, дефляция тонкозернистого материала. За счет растворения пород при взаимодействии с паром, насыщенным агрессивными газами, могут формироваться подземные полости различных размеров. При обрушении их кровли образуются линейные и изометричные углубления на поверхности.

Своеобразным явлением на бортах подобных долин можно считать гидротермальные педименты – слабонаклонные (1–5°) площадки, ширина которых измеряется обычно первыми метрами, но они могут достигать и первых десятков метров. Их формирование происходит за счет постепенного отступания склона (борта долины), материал разрушения которого выносится высачивающимися водами в процессе плоскостного смыва [5].

На лишенных растительности участках термальной проработки в податливых выветрелых породах активно развивается эрозия, и на склонах долин могут формироваться бедленды. На пойменных и надпойменных террасах, а иногда и непосредственно в руслах формируются котлы и воронки – кипящие и грязевые. Из них происходит активный вынос растворенного и взвешенного вещества, особенно усиливающийся в периоды дождей и паводков. Денудационными формами также являются ванны, каналы и камеры гейзеров.

Среди аккумулятивных форм рельефа выделяются конусообразные постройки сольфатар, серные бугры, грязевые валы и вулканчики. Наиболее широко представлены аккумулятивные формы рельефа, созданные при участии термальных источников. В руслах рек это русловые лотки, фестоны, бронированные ступени водопадов. В днище долины и на низких террасах фиксируются плащи (или щиты) – покровы, обрамляющие конусовидные или изометричные постройки гейзеров и термальных источников. Выделяются натечные стенки – субвертикальные уступы ниже выхода термальных источников на бортах долин, покрытые натечными корками различной мощности. Встречаются натечные террасы разных размеров и морфологии. Все перечисленные образования

имеют слоистое строение, что свидетельствует о цикличности их формирования, которая обычно носит сезонный характер.

Для формирования аккумулятивного рельефа наибольшее значение имеет состав вод термальных источников и наличие геохимических барьеров, где происходит выпадение из раствора тех или иных химических соединений с формированием микро- и мезоформ флювиального рельефа. При этом непосредственно с выходами газов и термальных вод связаны, как правило, формы микрорельефа, измеряемые первыми метрами, реже их десятками, а мезоформы, измеряемые десятками – сотнями метров, обусловлены активизацией гравитационных процессов на участках развития газогидротерм на склонах и последующими процессами селеформирования.

Слоистые образования в руслах (лотки, фестоны, бронирующие корки) формируются преимущественно на участках быстрин, где идет насыщение воды кислородом и происходит переход растворимых соединений в нерастворимую форму и выпадение их в осадок. Новообразования в виде слоистых корок в русле, цементация аллювиальных отложений могут наблюдаться и на иных геохимических барьерах: при слиянии водотоков или их впадении в водоемы с другим химическим составом воды. Важно отметить, что сходные по морфологии аккумулятивные формы непосредственно в русле и натечные образования на террасах и склонах могут образовываться при участии разных по составу термальных вод с выпадением в осадок различных соединений – от кремнистых туфов до ярозита [6].

Полевые наблюдения и дешифрирование разновременных снимков показывают, что для газогидротермальных проявлений в целом характерна пространственная миграция: на одних участках термальная активность со временем затухает, на других появляется. При этом происходит трансформация и связанных с ней денудационных и аккумулятивных процессов и, соответственно, форм рельефа. При затухании газогидротермальной деятельности скорости процессов рельефообразования также затухают или изменяют свой характер, так как меняется температура пород и их увлажненность. Оползневые тела и натечные формы постепенно зарастают, выглядят как обычные речные террасы, что требует особого внимания при изучении подобных территорий.

Прочность сформированных в руслах и на склонах новообразований зависит от их состава: отложения, насыщенные окислами и гидроокислами железа, как правило, являются более стойкими во времени, а кремнистыми и карбонатными соединениями – довольно быстро разрушаются. В целом, однако, описанные выше аккумулятивные формы по большей части плохо и редко сохраняются после завершения активной фазы гидротермальной деятельности. Но наблюдения [20] показывают, что при захоронении с течением времени аморфный кремнезем в виде опала трансформируется в стойкий кварц. Находки палеозон развития гидротермальных процессов с ископаемыми гейзеритовыми образованиями немногочисленны, как и их датировки. В России позднечетвертичные гейзериты обнаружены в Байкальской рифтовой зоне на о. Ольхон [21, 22]. Начато изучение палеоформ с использованием масс-спектрометрии [20, 23, 24]. В некоторых случаях возраст палеогейзеритов определяется с использованием датирования по аргону. Наиболее древние фрагменты натечных форм имеют возраст до 11–16 тыс. лет и даже 1 млн лет [20].

Таким образом, проведенные иссследования позволяют заключить, что в результате сложного взаимодействия с газогидротермами происходит трансформация аллювиальных отложений и коренных пород. Из-за этого кардинально меняются свойства последних и, соответственно, особенности протекания процессов денудации. Распространение гидротермальных глин и наличие выходов пара и термальных вод на склонах долин благоприятствуют образованию там многочисленных смещений, в результате чего формируются локальные разноуровенные оползневые и блоково-гравитационные террасы. В некоторых случаях можно наблюдать несколько ярусов подобных террас.

Установлено, что площадь участков активизации процессов на склонах с газогидротермальными проявлениями возрастает в 2–3 раза по сравнению со склонами близкой крутизны и экспозиции без газогидротермальных процессов [25]. Это хорошо видно при дешифрировании разновременных космических снимков сверхвысокого разрешения, которое выполнено [26] на долину

р. Гейзерной с активной газогидротермальной деятельностью и долину-аналог без таковой – р. Шумную (Камчатка).

На участках с газогидротермальной активностью происходит значительное расширение долин за счет постепенного выполаживания склонов. При этом в днищах долин идет накопление смещенного в результате оползней и обвалов склонового материала с периодическим перегораживанием долин и образованием временных плотин и подпрудных водоемов, в которых происходит аккумуляция наносов реки. Дальнейшая транспортировка и переотложение склонового и аллювиального материала происходят преимущественно благодаря селевым потокам, которые формируются или непосредственно при гравитационных обрушениях, или при разрушении плотин и спуске временных подпрудных водоемов.

Основные установленные закономерности типичны для большинства долин с газогидротермальными проявлениями как Курило-Камчатского региона, так и мира.

Обобщение материалов осуществлено в рамках гранта РНФ № 21–17–00216.

1. Рычагов С.Н. Гидротермальная система вулкана Баранского, о. Итуруп: модель геологической структуры // Вулканология и сейсмология. 1993. № 2. С. 59–75.

2. Бортникова С.Б., Бессонова Е.П., Гора М.П., Шевко А.Я., Панин Г.Л., Ельцов И.Н., Жарков Р.В., Котенко Т.А. и др. Газогидротермы активных вулканов Камчатки и Курильских островов: состав, строение, генезис. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. 282 с.

3. Жарков Р.В. Термальные источники Южных Курильских островов. Владивосток: Дальнаука, 2014. 378 с.

4. Сугробов В.М., Сугробова Н.Г., Дрознин В.А., Карпов Г.А., Леонов В.Л. Жемчужина Камчатки– Долина Гейзеров: Научно-популярный очерк, путеводитель. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс, 2009. 158 с.

5. Лебедева Е.В. Влияние газогидротермальной деятельности на формирование рельефа речных долин геотермальных зон // Геоморфология. 2022. Т. 53. № 5. С. 116–126. DOI:10.31857/S04354 2812205008X.

6. Lebedeva E.V., Zharkov R.V. Accumulative landforms in valleys with gas-hydrothermal occurrences (from the example of watercourses of some volcanic massifs in the Kuril-Kamchatka Region) // Doklady Earth Sciences. 2022. Vol. 506 (Suppl. 1). P. S7–S18. DOI:10.1134/S1028334X22700131.

7. Фролова Ю.В., Рычагов С.Н. Инженерно-геологические особенности гидротермально-метасоматических пород Камчатки и Курильских островов // Инженерная геология. 2011. № 1. С. 48–62.

8. Фролова Ю.В., Гвоздева И.П., Чернов М.С., Кузнецов Н.П. Инженерно-геологические аспекты гидротермальных преобразований туфогенных пород Долины гейзеров (полуостров Камчатка) // Инженерная геология. 2015. № 6. С. 30–42.

9. Фролова Ю.В., Зеркаль О.В., Гвоздева И.П. Влияние гидротермальных преобразований на физико-механические свойства туфогенных пород Долины гейзеров и их роль в формировании оползней // Геодинамические процессы и природные катастрофы: Тезисы докладов III всероссийской научной конференции с международным участием (27– 31 мая 2019 г.) / Ред. Л.М. Богомолов. Южно-Сахалинск: ИМГГ ДВО РАН, 2019. С. 155.

10. Ладыгин В.М., Фролова Ю.В., Рычагов С.Н. Преобразование эффузивных пород под воздействием кислотного выщелачивания поверхностными термальными водами (геотермальная система Баранского, о-в Итуруп) // Вулканология и сейсмология. 2014. № 1. С. 20–37.

11. Лебедева Е.В., Захаров А.Л., Михалев Д.В. Аллювий р. Гейзерной (Камчатка): вещественный состав и особенности формирования // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54. № 2. С. 36–50. DOI:10.31857/S2949178923020056

12. Лебедева Е.В. Цепочки катастрофических геоморфологических процессов в речных долинах вулканических регионов // Геоморфология. 2018. № 4. С. 38–52. DOI:10.7868/S04354281180 40041.

13. Лебедева Е.В. Виды воздействия вулканической и поствулканической деятельности на флювиальный рельеф // Геоморфология. 2019. № 4. С. 49–66. DOI:10.31857/S0435-42812019449-66.

14. Лебедева Е.В., Сугробов В.М., Чижова В.П., Завадская А.В. Долина р. Гейзерной (Камчатка): гидротермальная деятельность и особенности рельефообразования // Геоморфология. 2020. № 2. С. 60–73. DOI:10.31857/S0435428120020066.

15. Lebedeva E.V. Catastrophic processes in river valleys of the volcanic regions: geomorphologist's point of view // Updates in Volcanology. Linking Active Volcanism and the Geological Record / K. Nemeth (Ed.). Intech Open, 2022. DOI:10.5772/intechopen.108141.

16. Пинегина Т.К., Делемень И.Ф., Дрознин В.А., Калачева Е.Г., Чирков С.А., Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Леонов В.Л., Селиверстов Н.И. Камчатская Долина гейзеров после катастрофы 3 июня 2007 г. // Вестник ДВО РАН. 2008. № 1. С. 33–44.

17. Двигало В.Н., Мелекесцев И.В. Геолого-геоморфологические последствия катастрофических обвальных и обвально-оползневых процессов в Камчатской Долине гейзеров (по данным аэрофотограмметрии) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 5. С. 24–37.

18. Зеркаль О.В., Гвоздева И.П., Фролова Ю.В. Развитие оползневых процессов в долине р. Гейзерной // Геодинамические процессы и природные катастрофы: Тезисы докладов III всероссийской научной конференции с международным участием (27–31 мая 2019 г.) / Ред. Л.М. Богомолов. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2019. С. 138.

19. Zerkal O.V., Gvozdeva I.P. Landslide activity and landslide hazard in Geyser valley (Kamchatka Peninsula, Russia) // V. Svalova (Ed.), Natural hazards and risk research in Russia, innovation and discovery in Russian science and engineering. Cham: Springer, 2019. P. 317–344. DOI:10.1007/978-3-319-91833-4_23.

20. Lynn B.Y. Mapping vent to distal-apron hot spring paleo-flow pathways using siliceous sinter architecture // Geothermics. 2012. Vol. 43. P. 3–24. DOI:10.1016/j.geothermics.2012.01.004.

21. Скляров Е.В., Федоровский В.С., Кулагина Н.В., Склярова О.А., Сковитина Т.М. Позднечетвертичная «Долина гейзеров» на западе Байкальского рифта (Ольхонский регион) // Доклады Академии наук. 2004. Т. 395. № 3. С. 387–391.

22. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Скляров Е.В., Сковитина Т.М., Толмачева Е.В., Склярова О.А., Прокопов Н.С. Геохимические особенности и флюидный режим формирования позднечетвертичных гейзеритов Приольхонья и о. Ольхон (Байкальская рифтовая зона) // Доклады Академии наук. 2017. Т. 474. № 4. С. 465–470. DOI:10.7868/S0869565217040156.

23. Campbell K.A., Guido D.M., John D.A., Vikre P.G., Rhys D., Hamilton A. The Miocene Atastra Creek sinter (Bodie Hills volcanic field, California and Nevada): 4D evolution of a geomorphically intact siliceous hot spring deposit // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2018. Vol. 370. P. 65–81. DOI:10.1016/j.jvolgeores.2018.12.006.

24. Churchill D.M., Manga M., Hurwitz S., Peek S., Licciardi J.M., Paces J.B. Dating silica sinter (geyserite): A cautionary tale // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2020. Vol. 402. 106991. DOI:10.1016/j.jvolgeores.2020.106991.

25. Lebedeva E.V., Baldina E.A., Medvedev A.A. Dynamics of slope processes in the Geysernaya River valley (Kamchatka) according to the data of interpretation of multi-temporal space images // Doklady Earth Sciences. 2022. Vol. 507 (Suppl. 1). P. S9–S18. DOI:10.1134/S1028334X22601262.

26. Балдина Е.А., Лебедева Е.В., Медведев А.А. Методика дешифрирования архивных и современных космических снимков для изучения динамики склоновых процессов в долине р. Гейзерная (Камчатка) / Интеркарто. ИнтерГИС: Материалы международной конференции (22–23 октября 2022 г., Майкоп; 26–27 октября 2022 г., Ташкент). М.: Географический факультет МГУ, 2022. Т. 28. Ч. 1. С. 266–283. DOI:10.35595/2414-9179-2022-1-28-266-283.

ПРИМЕРЫ САМООРГАНИЗАЦИИ ГЕОМОРФОСИСТЕМ

Е.Ю. Ликутов

г. Калуга, Россия, likutov.evgenij@gmail.com

Аннотация. Предметным (а не только терминологическим) применением системного методологического подхода и его категорий рассмотрены примеры самоорганизации различных геоморфосистем – форм и элементов рельефа различного генезиса, а также отдельных их свойств. Устанавливается обусловленность этим свойством существования различных необычных, замечательных, феноменальных особенностей строения и формирования (функционирования) геоморфосистем и их свойств. Показано совершенство функционирования систем неживой природы, которым они мало чем (разве что отсутствием сознательного мышления) отличаются от живых организмов.

Ключевые слова: геоморфосистема; свойство; самоорганизация; совершенство функционирования

EXAMPLES OF SELF-ORGANIZATION OF GEOMORPHOSYSTEMS

E.Yu. Likutov

Kaluga, Russia

Abstract. The examples of self–organization of various geomorphosystems – forms and relief elements of various genesis, as well as their individual properties – are considered by the subject (and not only terminological) application of the systematic methodological approach and its categories. This property determines the existence of various unusual, remarkable, phenomenal features of the structure and formation (functioning) of geomorphosystems and their properties. The perfection of the functioning of systems of inanimate nature is shown, in which they differ little (except for the absence of conscious thinking) from living organisms.

Keywords: geomorphosystem; property; self-organization; perfection of functioning

Самоорганизация – взаимодействие процессов развития (функционирования) системы, при котором она приобретает упорядоченность и увеличивает (сохраняет) устойчивость [1]. Свойства строения самоорганизующихся систем сохраняются при любых воздействиях – меняется содержание (набор, направленность, интенсивность и другие свойства) процессов их функционирования. Важность системных геоморфологических исследований диктуется необходимостью: 1) познания существа рельефообразования (в частности – динамики рельефа); 2) поиска путей, приемов и методов управления им; 3) перехода от существующего истощительного к рациональному (устойчивому) природопользованию; 4) выработки рациональных способов взаимодействия человека и рельефа (вместо разрушительных несистемных вмешательств человека в естественное рельефообразование); 5) сведения к минимуму аварий и катастроф, большая часть которых связана с действием рельефообразующих процессов (РП), и ущерба от них; 6) разработки и формирования антропогенных (в частности – техногенных) самоорганизующихся систем, степень надежности и долговечности которых вследствие этого неминуемо намного выше современных.

В основе самоорганизации геоморфосистем – действие принципа гармонии в рельефообразовании: все разнообразие строения рельефа – результат взаимодействий 1) форм и элементов рельефа, слагающих их рыхлых образований (горных пород); 2) РП; 3) внешних условий формирования

рельефа (коротко: формы – процессы – условия) [2]. Связи и взаимодействия – равнозначные с перечисленными участники рельефообразования [3]. Во многом обусловливает самоорганизацию геоморфосистем пространственная неоднородность и временн**а**я изменчивость всех участников рельефообразования, их свойств и характеристик.

Упоминания о самоорганизации геоморфосистем в литературе чаще всего ограничиваются терминологическим уровнем. Гораздо реже она рассматривается предметно или, тем более, на уровне конкретных примеров. В данной работе продолжается одно из таких исследований [1], рассматриваются конкретные примеры самоорганизации геоморфосистем и их элементов (свойств).

1. Террасированные речные долины

1.1. Долины с надпойменными террасами (НТ). Фрагменты НТ сохраняются от размыва в ходе формирования долин примерно в 5 % случаев [4]. При формировании аллювия НТ поток, разгружаясь от влекомых (в первую очередь) и взвешенных наносов, подпитывается энергией, соответствующей той, которую он тратил на перемещение отложенных наносов. Высвободившаяся энергия моментально расходуется им на врезание. Уступ НТ формируется при наличии у потока свободной энергии для размыва ее же аллювия. При этом транспортирующая способность потока уменьшается. Таким образом, и в данном случае, как и при формировании аллювия НТ, поток сохраняет свою энергию (и, следовательно, транспортирующую способность) на приблизительно постоянном уровне. Так подтверждается действие закона автоматического регулирования транспортирующей способности потока [5]. НТ задерживают в своих пределах обломочный материал, движущийся с вышележащих склонов, и тем самым сохраняют потокам их транспортирующую способность, а значит, и возможности дальнейшего развития долин по пути увеличения глубины их вреза и/или усложнения их строения. Препарирование склоновыми образованиями неровностей рельефа НТ (бровок, локальных уступов и др.) уменьшает скорости их движения, а на некоторое время, вполне возможно, прекращает его. Близкое к неизменному гипсометрическое положение НТ обеспечивает развитие вышележащих склонов при практически стабильных базисах денудации, особенно при значительной ширине НТ. Сохраняется не только и не столько строение склонов, сколько характер склоновых процессов.

Таким образом, формирование НТ сохраняет на геоморфологически длительное время (соответствующее продолжительности их существования) морфологический облик долины – как ее днища, так и (в значительной степени) склонов [6].

1.2. Долины с террасоувалами (ТУ). ТУ формируются при преобладании склоновых процессов над флювиальными (или при их равнозначности) в ходе врезания рек и формирования НТ. По геоморфологической позиции (в поперечном профиле долин) они замещают НТ. Рассмотренные ранее данные о строении и формировании ТУ [7] позволяют установить два варианта формирования ТУ: 1) срезание бровок НТ и заполнение склоновыми образованиями их тыловых швов; 2) непрерывное и одновременное взаимодействие флювиальных и склоновых процессов не только во времени, но и в пространстве (в пределах каждого определенного фрагмента борта долины) с формированием наклонных (а не субгоризонтальных) поверхностей. ТУ, отличающиеся по морфологии от коренных склонов одинакового с ними дефлюкционно-солифлюкционного динамического типа, отграниченные от них (обычно – вышележащих в поперечном профиле долины) четким (хотя и прерывистым по простиранию) уступом так же, как и НТ, сохраняют форму поперечного профиля долины. Кроме того, в рыхлых образованиях ТУ нередко сохраняется окатанный материал в виде: 1) отдельных окатанных обломков, 2) отдельных линз и прослоев аллювия, 3) обогащенных им линз, прослоев и целых горизонтов склоновых образований, 4) маломощных толщ на поверхности не смещенных трещиноватых выветрелых коренных пород, 5) погребенных эрозионных врезов, называемых также поддувальными, а вместе с ним – и увальные россыпи.

2. Плановая конфигурация гидродинамической оси руслового водотока имеет извилистую форму в плане: более – при меженных расходах воды и близких к ним, менее – при максимальных (паводки и половодья), а также – при минимальных или меньших (когда водоток перестает быть русловым). Извилистая форма служит одной из причин и обеспечивает устойчивость формирования

излучин, преобладание и наибольшую устойчивость извилистых русел (по сравнению с относительно прямолинейными и разветвленными на рукава) вместе со значительной глубиной и турбулентным режимом течения воды [5] – необходимым и достаточным условием геоморфологически длительного, представляющегося вечным, существования и эрозионной деятельности русловых водотоков. Изменением плановой конфигурации поддерживается энергетический режим русловых водотоков. Извилистая форма обеспечивает их эрозионную и рельефоформирующую деятельность. При половодье и паводках гидродинамическая ось водотока спрямляется, вода движется не только турбулентно, но и в режиме волны и с максимальной скоростью, вследствие чего водоток быстро перемещает и удаляет формирующиеся при этом избытки воды и ее энергии и сохраняет (хотя и не без переформирований и других изменений) форму русла, днища долины и долины в целом. При минимальных расходах скорости течения энергия водотоков стремится к нулю, поэтому у гидродинамической оси водотока оставаться извилистой нет энергетической возможности. Она спрямляется и, в свою очередь, поэтому способствует течению воды при малейших глубинах и скоростях течения, сохраняя водоток не только от потери качеств руслового, но и от полного исчезновения.

3. Плановая форма русла: относительно прямолинейная, извилистая, разветвленная на рукава. Таковы и морфологические типы русел [8]. Наиболее распространенные и, главное, устойчивые из них – извилистые. Эти их качества обусловлены множеством факторов, каждый из которых, на взгляд автора, в одиночку может стать единственной причиной формирования извилистого русла: извилистая плановая форма гидродинамической оси потока; турбулентный режим русловых водотоков; значительная в большую часть гидрологического года их транспортирующая способность; неравномерность стока как вдоль и поперек русла, так и во времени; формирование излучин; пространственная неоднородность и временн**а**я изменчивость всех участников руслоформирования (по аналогии с участниками рельефообразования), в том числе и главным образом – взаимодействий в системе «поток – русло» [5, 9]. Относительно прямолинейные русла формируются или на короткое время (при паводках и половодьях), или при активном лимитирующем горизонтальные миграции русла действии внешних условий формирования русла, в частности – выходов прочных скальных пород по берегам русла в сочетании с тектоническими поднятиями; тектонических перекосов земной поверхности [10, 11]; при или максимально высокой транспортирующей способности потоков, или, наоборот, минимальной (когда расходы воды – на уровне меженных или менее). Русла, разветвленные на рукава, формируются при значительных уменьшениях уклонов продольного профиля в сочетании с образованием положительных форм дна русла (осередков, островов, сложенных как аллювием, так и скальными породами).

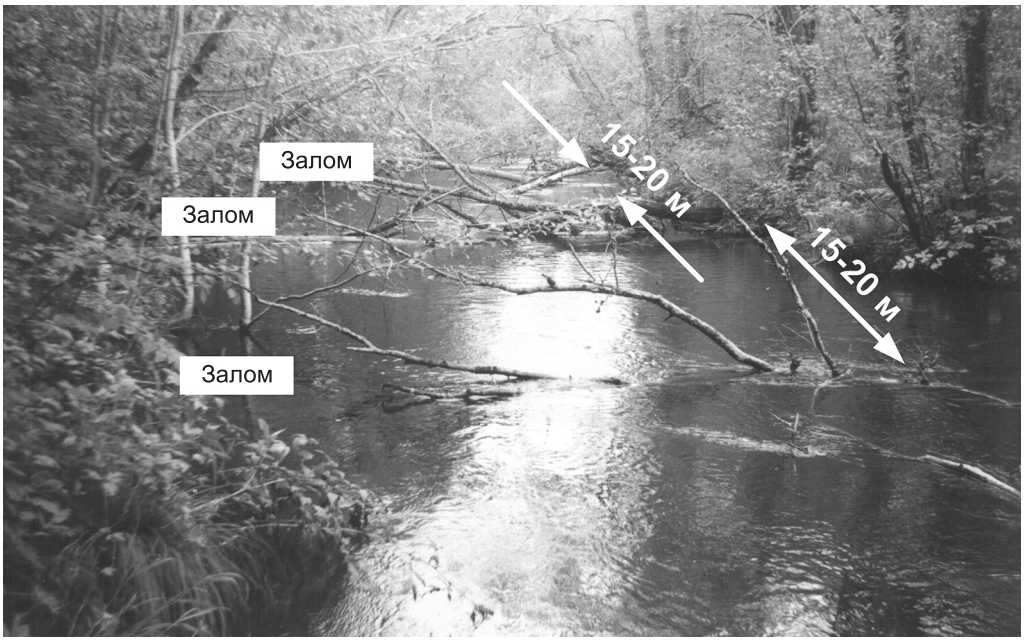
Самоорганизующие свойства плановой формы русла состоят в следующем. С одной стороны, многофакторность формирования той или иной плановой формы русла позволяет ей сохраняться даже при бездействии одного или нескольких факторов. С другой стороны, плановая форма русла закрепляет состояния, взаимоотношения и взаимодействия внутренних и внешних условий формирования потока и русла во всем их многообразии при незначительных и/или плавных изменениях их свойств и характеристик.

4. Речные излучины, изучаемые давно и детально [5, 8, 12, 13 и др.], внутренне присущи руслу, возможно, более, чем другие свойства его морфологии. Основные причины их формирования: извилистая форма гидродинамической оси потока, турбулентный режим течения воды в нем, особенности поля скоростей на изгибе русла, воздействие впадающих в данную реку притоков, неоднородность литологических и тектонических условий, огибание препятствий (наиболее часто встречающиеся при незначительной (минимальной) транспортирующей способности потока). Практически каждая из причин существует постоянно и тем самым запускает механизм самоорганизации излучин. Его действие проявляется в формировании руслового рельефа и аллювия, внутренне присущего движению воды на излучинах и (особенно при увеличении транспортирующей способности потока) перемещению их вниз по долине. Оно настолько устойчиво, что излучины сохраняются там и тогда, где и когда причины их первичного формирования перестают существовать. Кроме того, в основном вследствие формирования излучин наиболее устойчивой формой русла в плане остается извилистая.

5. «Шахматное» плановое расположение плесов и перекатов в русловом водотоке поддерживается главным образом неравномерностью (попеременным увеличением и уменьшением) транспортирующей способности потока как вдоль, так и поперек него, а также турбулентным режимом течения воды в потоке, циркуляционными течениями в русле, извилистой плановой конфигурацией гидродинамической оси потока и, как следствие этого, наиболее устойчивой извилистой плановой формой русла. В паводки наблюдается размыв аллювия на плесах и накопление его на перекатах, в межень – наоборот. Это происходит вследствие следующих обстоятельств. В паводки глубокий поток спрямляется и движется по руслу от участка к участку свойственных ему наибольших глубин, т.е. от плеса к плесу, перекаты же служат препятствием ему, где поток, теряя в скорости, сгружает переносимый аллювий, в основном – крупного мехсостава. В межень поток размывает перекаты, действуя в своем обычном режиме, и накапливает аллювий на плесах, действуя на них в режиме «потока в потоке», при котором на глубинах, больших, чем на перекатах, течение минимально или практически отсутствует. Именно поэтому, а не только из-за больших глубин рыба предпочитает плесовые лощины. Система плесов и перекатов движется по течению реки (по генеральному направлению действия линейной эрозии согласно направлению действия силы тяжести).

6. Перекаты-заломы встречены автором на Верхнезейской равнине, в днище долины р. Дамбуки, впадающей справа в Зейское водохранилище и испытывающей его подпорное влияние, скорее всего и обусловившее и поддерживающее низкую транспортирующую способность этой реки (как, впрочем, и других впадающих в него рек) и р. Рядань (левый приток р. Тихвинка, правого притока р. Сясь, впадающей в Ладожское оз.) на ЮВ Ленинградской области (рисунок) [14].

Транспортирующая способность потока незначительна (скорость течения не более 0.3–0.5 м/с. В русле развиты заломы шириной от 0.2 до 1.5 м, каждый из которых состоит из одного или нескольких стволов (карчей), нередко – тонких (рисунок). Расстояние между заломами примерно одинаковое – 15–20 м. На участках заломов скорости течения увеличиваются, оно из плавного становится более бурным (струйчатым). Плесы и перекаты вследствие постепенных изменений глубин вдоль реки практически не выражены. Функцию перекатов, без которых, как и без плесов, не может существовать ни один постоянный русловой водоток [5], выполняют заломы. В данном случае они – не только сингенетичный руслу элемент руслового рельефа, но и необходимый для его формирования.



Перекаты-заломы на р. Рядань (левый приток р. Тихвинка, правого притока р. Сясь, впадающей в Ладожское оз.; ЮВ Ленинградской обл.). Расстояние между перекатами-заломами 15–20 м.

7. Карманообразные расширения русел рек исследованы на руч. Ерахта (правый приток р. Мутная, впадающей слева в р. Амур в среднем ее течении) [15]. Распространение карманов практически повсеместно – и на извилистых, и на относительно прямолинейных участках русла – вне зависимости от остальных их свойств. На относительно прямолинейных участках их геоморфологическую позицию занимают также чередующиеся сужения и расширения русла – морфодинамические предшественники карманов. Отсутствуют карманы лишь на участках русла, разветвленного на рукава.

При формировании карманов ясно видно, как реализуются едва заметные усилия потока, направленные по касательной к береговой линии. С другой стороны, он формирует дополнительные повороты русла, на которых, согласно Н.И. Маккавееву [5], энергия водного потока увеличивается в среднем на 50 %. Таким образом, поток повышает уровень своей самоорганизации. Подтверждение тому – отсутствие карманов на участке более высокосамоорганизующегося разветвленного русла.

1. Ликутов Е.Ю. Системообразующая (консолидирующая) роль флювиальных процессов в самоорганизации рельефообразования // Самоорганизация и динамика геоморфосистем: Материалы XXVII Пленума Геоморфологической комиссии РАН (25 августа–2 сентября 2003 г.). Томск: Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН, 2003. С. 253–254.

2. Ликутов Е.Ю. Принцип гармонии в рельефообразовании // Геоморфология в России: научные школы: Материалы Иркутского геоморфологического семинара, Чтений памяти Н.А. Флоренсова (1–31 октября 2001 г.) / Ред. Г.Ф. Уфимцев. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. С. 71–73.

3. Ликутов Е.Ю. Связи и взаимодействия как участники рельефообразования // Вестник Тюменского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2012. № 7. С. 113–121.

4. Дэвис В.М. Геоморфологические очерки. М.: Изд-во иностранной литературы, 1962. 455 с.

5. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 346 с.

6. Ликутов Е.Ю. Формирование надпойменных террас как один из механизмов саморазвития речных долин // Материалы XIII научного совещания географов Сибири и Дальнего Востока (27–29 ноября 2007 г.). Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2007. Т. 1. С. 156–157.

7. Ликутов Е.Ю. Формирование террасоувалов. Теоретическое и практическое значение исследований и разрешения этой проблемы палеогеографии четвертичного периода // Пути эволюционной географии: Материалы всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (23–25 ноября 2016 г.). М.: Институт географии РАН, 2016. С. 186–189.

8. Чалов Р.С., Алабян А.М., Иванов В.В., Лодина Р.В., Панин А.В. Морфодинамика русел равнинных рек. М.: ГЕОС, 1998. 288 с.

9. Великанов М.А. Русловой процесс (основы теории). М.: Госфизматиздат, 1958. 395 с.

10. Ликутов Е.Ю. Особенности строения и закономерности формирования долин малых рек центральной части междуречья Зеи и Селемджи. Благовещенск, 1993. 230 с. Деп. в ВИНИТИ 04.03.93, № 531–В93.

11. Ликутов Е.Ю. Проявление действия тектонических перекосов земной поверхности в строении рельефа долин рек различных порядков // Гидрология и геоморфология речных систем: Материалы и тезисы научной конференции. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 1997. С. 55–56.

12. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 1: Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 608 с.

13. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 2: Морфодинамика речных русел. М.: КРАСАНД, 2011. 960 с.

14. Ликутов Е.Ю. Заломы в речных долинах и их геоморфодинамические функции // Рельеф и экзогенные процессы гор / Материалы Всероссийской научной конференции с международным

участием, посвященной 100-летию со дня рождения доктора географических наук, профессора Л.Н. Ивановского (Иркутск, 25–28 окт. 2011 г.). Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2011. Т. 2. С. 94–96.

15. Ликутов Е.Ю. Карманообразные расширения русла как один из вариантов начала формирования излучин // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей: Труды V международной научно-практической конференции (22–26 ноября 1999 г.). Москва: ИВП РАН. С. 336–339.

МОДЕЛИ УПРАВЛЕНИЯ АНТРОПОГЕННЫМ МОРФОЛИТОГЕНЕЗОМ

Э.А. Лихачева[1], С.В. Шварев[1,2]

[1] Институт географии РАН, г. Москва, Россия, s.v.shvarev@gmail.com
[2] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. Изложены принципы управления антропогенными морфолитосистемами, которое можно рассматривать и как «руководящую структуру» в системе природопользования, и как механизм, регулирующий использование природных ресурсов. В этом случае можно говорить об инженерно-динамическом управлении. Инженерно-динамическое управление может быть постоянным и периодическим (эпизодическим) с использованием заданного (запрограммированного) саморегулирования на разные расчетные периоды функционирования, основанного на динамических и статических свойствах как независимо друг от друга обоих компонентов системы (природного и технического), так и их взаимовлияния. Алгоритм управления антропогенными морфолитосистемами должен включать последовательно-цикличное выполнение этапов анализа – оценки – организации/конструирования – мониторинга – регулирования-регламентации.

Ключевые слова: инженерно-геоморфологическая система; динамическая модель; алгоритм; структура мониторинга; принципы управления

MANAGEMENT MODELS OF ANTHROPOGENIC MORPHOLITHOGENESIS

E.A. Likhacheva[1], S.V. Shvarev[1,2]

[1] Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2] Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. The principles of management of anthropogenic morpholithosystems are described, which can be considered both as a "governing structure" in the system of nature management and as a mechanism regulating the use of natural resources. In this case, we can talk about engineering dynamic control. Engineering-dynamic control can be constant and periodic (episodic) using preset (programmed) self-regulation for different estimated periods of operation based on dynamic and static properties of both components of the system (natural and technical) independently of each other, and their mutual influence. The algorithm for managing anthropogenic morpholithosystems should include sequentially cyclical execution of the stages of analysis – evaluation – organization/design – monitoring – regulation-regimentation.

Keywords: geomorphological engineering system; dynamic model; algorithm; monitoring structure; management principles

Природно-технические сооружения и комплексы, как активно использующие свойства и характеристики рельефа (динамические или статические), так и адаптированные к нему (вписанные или трансформирующие рельеф), но в обоих случаях взаимодействующие и взаимозависящие, можно рассматривать как антропогенно-геоморфологические системы, но правильнее эти системы определить как инженерно-геоморфологические, так как они представляют собой продукт (результат) антропогенного морфолитогенеза на разных уровнях – глобальном, региональном, местном.

О глобальном уровне антропогенного морфолитогенеза можно пока говорить только в перспективе, поскольку достаточной энергией для таких трансформаций, во всяком случае созидательных и системных, человечество не обладает. Вполне реальным представляется антропогенный морфолитогенез на региональном уровне взаимодействия крупных сооружений, например, с такими геоморфологическими системами, как речные бассейны. И вполне рутинными и массовыми являются антропогенные морфолитосистемы локального уровня, на которых и будет сосредоточено внимание, так как все большое начинается с малого. Основной концептуальной позицией является представление, что антропогенный морфолитогенез в целом – инженерно-управляемая совокупность процессов формирования, трансформации и адаптации рельефа и поверхностного слоя горных пород (скального или рыхлого субстрата) с заданными свойствами и морфолитодинамическими связями. Возникающая при этом антропогенно-геоморфологическая структура (система) может функционировать только при наличии системы управления.

Управление – совокупность мероприятий по организации и регулированию природопреобразующей деятельности общества. В данном случае управление можно рассматривать и как «руководящую структуру» в системе природопользования и, что для нее важнее, как механизм, регулирующий использование природных ресурсов. В этом случае можно говорить об инженерно-динамическом управлении.

Модель (алгоритм) управления может быть представлена в следующем общем виде: **анализ – оценка – организация/конструирование – мониторинг – регулирование и регламентация**.

Анализ состояния и свойств природной геоморфологической системы направлен на выявление рисков существования инженерно-технического сооружения как части системы, а также рисков и опасности разрушения природной компоненты – основы антропогенно-геоморфологической системы.

Оценка способности антропогенно-геоморфологической системы выполнять определенные хозяйственные функции: условий и сложности строительства; воздействия природных компонентов на инженерные сооружения и сооружений на состояние геоморфологической системы и, в целом, на устойчивость антропогенно-геоморфологической системы – возможности выполнения ею заданных хозяйственных функций.

Организация (конструирование) и регламентация рационального взаимодействия между техногенными и природными компонентами системы: выбор оптимального варианта с целью сохранения структуры саморегуляции, создания устойчиво функционирующей антропогенно-геоморфологической системы.

Целенаправленное регулирование и предупреждение отрицательных последствий – для существования антропогенно-геоморфологической системы на основе мониторинга и динамического моделирования.

Обозначенная модель (алгоритм управления) в своих отдельных частях используется при проектировании, строительстве и функционировании инженерных сооружений и даже реализуется на законодательном уровне руководящих документов (СНиП, СП). Однако на каждом «шаге» существуют свои пробелы, недочеты и, в целом, отсутствие связанного природно-технического пространственно-временного комплексного подхода, а в результате – катастрофы и спонтанные восстанавливаемые или необратимые перестройки структуры природно-антропогенной системы. Наиболее слабым звеном является неизученность парагенетически взаимосвязанных процессов, интенсивность которых определяется большим числом показателей и характеристик как

природных, так и возникающих инженерных связей. В подавляющем числе случаев отсутствует и научнообоснованная оценка ситуации и тенденций изменения состояний природных, трансформированных – природно-техногенных, техногенных компонентов/элементов системы. При анализе данных мониторинга часто не хватает информации для долгосрочных прогнозов и т.д. На помощь призваны динамические модели, которые тоже частично построены на логических выводах, а не на количественных данных. Однако логика научных построений все же позволяет сделать прогностические заключения и опережающее управление более убедительными, в том числе и предложить преобразования в системе мониторинга, в частности наблюдений наиболее динамичных и наименее изученных связей – гидрогенных.

Гидрогенные связи и процессы в значительной мере определяют состояние и функционирование антропогенно-геоморфологической системы и процессы антропогенного морфолитогенеза. Они осуществляются и поверхностными водами, и грунтовыми, и подземными. Рассмотрим лишь один тип гидрогенных связей – поверхностный (плоскостной) смыв, который является одним из звеньев оборота воды на поверхности Земли.

С этим процессом связаны перемещения воды по поверхности, твердых и взвешенных (влекомых) наносов, химическое и биологическое загрязнение, процессы изменения морфометрических и морфологических характеристик склонов (в том числе и провоцируемые интенсивным смывом процессы эрозии, сели, оползни), формирование делювиальных отложений, в том числе и геопатогенных зон. В процессе антропогенного морфолитогенеза, кроме атмосферных осадков, участвуют техногенные воды: полив улиц и зеленых насаждений, технические воды.

В структуру инженерного управления входят мелиоративные и дренажные системы, водопропускные и водоотводные сооружения, системы орошения, ливневая канализация, фильтры и пруды-отстойники, механическая очистка.

Наблюдения (мониторинг) должны осуществляться специальными организациями в пределах границ антропогенно-геоморфологических систем, установленных в результате проектирования с учетом количества осадков, площади водосборов, источников загрязнения и пр. На основе свойств проектируемой антропогенно-геоморфологической системы разрабатываются инженерные водонесущие сети и определяется режим их работы и контроля функционирования. Несмотря на проводимые наблюдения, компоненты инженерного управления далеко не всегда справляются с задачами предупреждения отрицательных последствий развития данного процесса. Прежде всего, не учитываются изменения площади водосборного бассейна из-за застройки, закрытости территории, изменения морфологических и морфометрических параметров рельефа и свойств субстрата (уплотнение, искусственное покрытие и пр.). Неучтенными остаются и технические воды, и механические загрязнители поверхности и биохимические загрязнители грунтов. Включение этих характеристик даже на качественном уровне в логическую модель управления позволит принять решения как об инженерных изменениях в структуре управления, так и о внедрении в практику более эффективных систем химической и биологической очистки водных потоков и делювиальных отложений, и, соответственно, поставит на повестку дня научные исследования этого процесса – антропогенного поверхностного сноса.

В заключение можно сформулировать представление о правилах (структуре) создания модели управления антропогенным морфолитогенезом или модели инженерно-динамического управления. В основе модели должен быть анализ существующих данных (картографических и информационных геолого-геоморфологических материалов) для оценки геоэкологических условий, в том числе оценки инженерных и экологических свойств рельефа, геоморфологической системы в целом, а также возможности возникновения геодинамического, геохимического, геофизического риска.

Собственно управленческие решения: разработку перечня мероприятий по регулированию, конструированию (территориальному устройству), созданию схем защиты территории от возможного негативного развития экзогенных и техногенных процессов необходимо сопровождать оценкой возможных потерь и ущербов, разработкой альтернативных инженерных решений по конструированию и благоустройству территорий.

Инженерно-динамическое управление может быть постоянным и периодическим (эпизодическим) с использованием заданного (запрограммированного) саморегулирования на разные расчетные периоды функционирования, основанного на динамических и статических свойствах как независимо друг от друга обоих компонентов системы (природного и технического), так и при их взаимовлиянии.

Рассмотрение вариантов существующих и создаваемых систем-структур наблюдений (гидрологических, метеорологических, морфодинамических) позволит предложить наиболее рациональную систему мониторинга инженерно-геоморфологической системы, рассчитать гарантированный срок ее устойчивого функционирования.

НОВЫЕ АСПЕКТЫ В ИЗУЧЕНИИ БУГРОВ БЭРА

Д.М. Лобачева, Е.Н. Бадюкова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, lobachevadm@my.msu.ru

Аннотация. Как известно, бэровские бугры (ББ) привлекают к себе интерес исследователей уже более 150 лет. Были составлены такие диаграммы существующих гипотез происхождения ББ, как морские, эоловые, эрозионные, полигенетические и другие так называемые экзотические (тектоническая, криогенная, гравитационная). Наиболее актуальными направлениями на данный момент являются изучение палеогеографических аспектов возникновения и эволюции бугров как форм рельефа, оценка возраста их формирования, а также механизмов накопления бугровой толщи. Определение местоположения палеорусла Волги возможно на основе геоморфологических данных, в особенности пространственного расположения и морфологии бэровских бугров. Актуальным вопросом за последние несколько лет стало изучение археологических раскопов и бурового материала, к примеру, в районе Семибугоринского археологического комплекса. Это позволило выделить несколько групп литофаций, отвечающих различным условиям осадконакопления на данной территории в период формирования хазарского поселения, что существенно помогает в реконструкции экологических условий существования поселений Волжской Хазарии.

Ключевые слова: бэровские бугры; хвалынское время; Волжская Хазария; моделирование; Нижняя Волга

NEW ASPECTS IN THE STUDY OF BAER KNOLLS

D.M. Lobacheva, E.N. Baduykova

Lomonosov Moscow State University, Russia

Abstract. As we generally know, the Baer knolls (BK) have attracted the interest of researchers for more than a century and a half. Diagrams showing the existing hypotheses of the origin of the BKs have been drawn up, such as: marine, aeolian, erosional, polygenetic and other so-called exotic ones (tectonic, cryogenic, gravitational). The most relevant research focus at the present time is the study of paleogeographical aspects of the origin and evolution of knolls as landforms, assessment of the age of their formation, as well as the mechanisms of knoll strata accumulation. Determination of the Volga River valley paleoroom

location on the ground of geomorphological data, in particular, spatial distribution and morphology of the Baer knolls. The study of archaeological excavations and drilling material, for example, in the area of the Semibugorinsky archaeological complex, has become a topical issue in the last few years. This allowed us to identify several groups of lithofacies corresponding to different sedimentation conditions in this area during the formation of the Khazar settlement, which significantly helps to reconstruct the ecological conditions of the settlements in Volga Khazaria.

Keywords: Baer knolls; khvalynian time; Volga Khazaria; modelling; Lower Volga

Как известно, бэровские бугры (ББ) привлекают к себе интерес исследователей уже более 150 лет. Первые упоминания о буграх Бэра встречаются в работах С.Г. Гмелина [1], П.С. Палласа [2], путешествовавших по разным провинциям Российского государства и прилегающим соседним странам. Однако первое подробное описание морфологии и внутреннего строения гряд было составлено К.М. Бэром в 1853–1856 гг. во время его путешествия в южные провинции России с целью выяснения причин резкого падения улова рыбы в Прикаспии, а также оценки всех рыбных промысловых баз по всему Каспийскому морю от Астрахани до Куры [3]. Именно К.М. Бэр акцентировал внимание на особенностях распространения гряд и различия направлений их ориентировки – к крайней северной границе их распространения они имеют меридиональную ориентировку. Он также отмечал, что бугры как бы клином сходятся в Манычский пролив, из чего сделал вывод о перетоке вод из Каспийского моря в Эвксин. Не оставляет он без внимания и внутреннее строение гряд: отмечает неоднородность механического состава бугровой толщи (в некоторых буграх содержание песка выше, увеличиваясь в буграх к юго-западу от дельты Волги). К.М. Бэр был категорически против эрозионной и эоловой гипотез происхождения бугров.

За это время накопился обширный объем литературы, посвященный данной теме, относящейся к палеогеографии и геоморфологии Каспийского региона [4–7 и др.]. Проблема заключается в том, что не во всех литературных источниках приведены точные данные о внутреннем строении, морфологии и прочих аспектах исследуемых форм. На основе имеющейся литературы был проведен анализ существующих точек зрения на генезис исследуемых форм. Существующие гипотезы происхождения ББ следует разделить на следующие группы: морские, эоловые, эрозионные, полигенетические и другие так называемые экзотические (тектоническая, криогенная, гравитационная). Причем каждая группа гипотез довольно часто включает в себя различающиеся между собой мнения исследователей, т. е. каждый автор приводит свою точку зрения в рамках одной из групп. Однако авторами были сгруппированы те или иные мнения в вышеупомянутые гипотезы для простоты восприятия и наглядности (рис. 1, 2).

Задача данной работы – не обсуждение каждой из гипотез о происхождении ББ, а сбор-систематизация существующих мнений с целью демонстрации многообразия существующих представлений. Наиболее подробный обзор гипотез приводится в работах [8–12]. Детальная карта распространения гряд на Прикаспийской низменности, где указана, помимо прочего, ориентировка форм, создана Т.Ф. Якубовым на основе его экспедиций. В работе присутствуют и тщательные описания некоторых бугров (Хошеутово, Карантинное, Копановка, Замьяны и др.) с приведением механического состава и результатов водных вытяжек.

Однако палеогеографическим аспектам возникновения и эволюции ББ посвящено не так много работ, а данные хаотичны и не систематизированы, отчего до сих пор не существует единого представления об эпохе возникновения бугров, а также механизмов накопления бугровой толщи. Датированию этой толщи посвящены лишь несколько работ, что подчеркивает актуальность исследования данных форм [7, 13].

Начиная с конца XIX в. велось изучение геологических разрезов вдоль Нижней Волги с целью построения палеогеографических реконструкций и составления подробной стратиграфии региона Северного Прикаспия. Понимание палеогеографических условий – важный инструмент в построении любой реконструкции, как ландшафтной, экологической, так и геологической, так как рельеф

является основной составляющей ландшафтного разнообразия. Волга представляет собой локальный климатообразующий фактор и местный базис эрозии, который влияет на пространственное расположение окружающих ландшафтов. Целью одной из работ авторов является определение местоположения палеоруслa и палеодельты Волги на основе геоморфологических данных, в особенности расположения и морфологии бэровских бугров, т. е. попытка вписать их в палеогеоморфологическую картину Прикаспийской низменности в конце плейстоцена – начале голоцена (позднехвалынский этап развития Каспийского моря).

Результаты полевых работ показали, что во всех изученных четвертичных разрезах по долине Нижней Волги аллювиальные отложения хвалынского времени (конец позднего плейстоцена) отсутствуют. Было проведено геоморфологическое картирование, и изучен ряд обнажений вдоль долины Волги и на ББ. В хвалынское время Волга, вероятнее всего, не протекала на месте ее современного положения. В связи с этим возникает вопрос, где находилось русло Волги в Северо-Западном Каспии в хвалынское время. Крупная многорукавная дельта (шириной около 200–210 км), по размерам напоминавшая, вероятно, современную дельту Лены, находилась существенно севернее современной. Дельта существовала в виде серии мелких и крупных рукавов: на месте современной Волго-Ахтубы был, вероятно, небольшой центральный рукав, на западе располагался Сарпинский рукав, а на востоке – Эльтон-Хакский. В начале голоцена Сарпинский и Хакский рукава начали

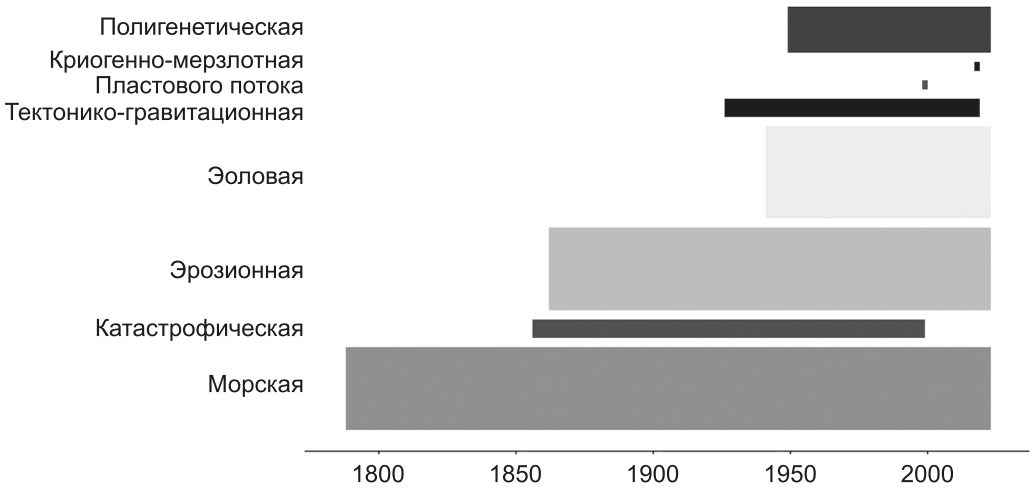


Рис. 1. Динамика существующих гипотез о происхождении ББ.

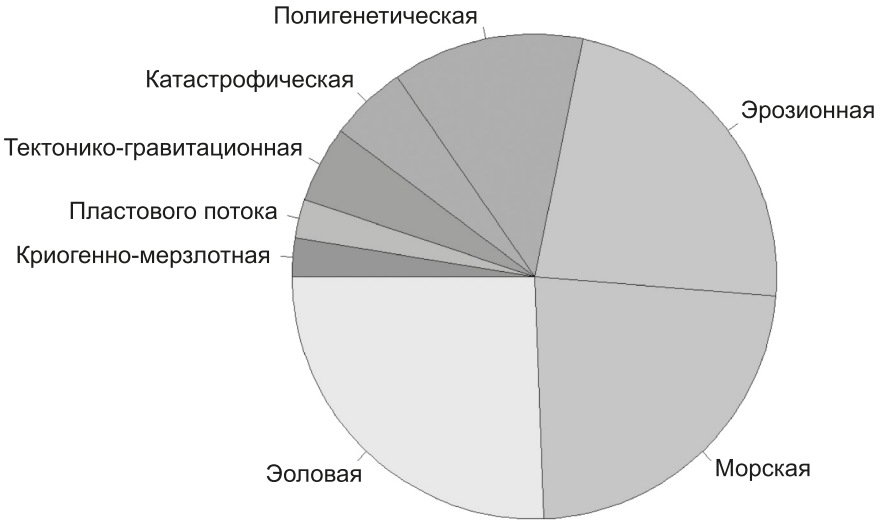


Рис. 2. Процентное соотношение существующих гипотез о происхождении ББ.

отмирать, и большая часть воды стала устремляться по центральному рукаву, формируя современную долину Волго-Ахтубы. Сарпинско-Даванская система проток продолжала быть активной в период после формирования комплекса бэровских бугров, т. е. в начале голоцена во время мангышлакской регрессии.

Одним из новых аспектов изучения бугров Бэра за последнее время стал археологический интерес к данным формам. Многолетние исследования ведутся в дельте Волги с целью поиска столицы Хазарского каганата. Полученные данные позволяют уточнить границы археологического объекта и предположить, что в окрестностях бугра Семибугры (Камызякский район) было поселение времен Хазарского каганата, и артефактов найдено столь много, что это позволяет предположить здесь существование столицы – Итиль, а также достоверно доказать существование местного гончарного производства [15]. Все это лишь благодаря археологическим работам в районе нескольких бэровских бугров в центральной части дельты. В 2021–2022 гг. были проведены совместные мультидисциплинарные экспедиции, посвященные археологическим поискам и выявлению геоморфологических и палеогеографических особенностей территории с отбором материала шурфов и скважин в районе ББ и окрестностей Семибугринского археологического комплекса. Выявлен ряд литофаций, подтверждающих динамическую смену обстановок осадконакопления в период существования хазарских поселений на данной территории. Основной полученный вывод заключается в том, что именно подъем уровня Каспийского моря в конце X в. привел к формированию на участке Семибугоринского археологического памятника крупного залива, что способствовало миграции населения в северные районы дельты р. Волги, тем самым ознаменовав завершение существования хазарского поселения на данной территории. Согласно данным [15], в середине X века произошло очередное наступление уровня Каспийского моря до отметок –24.5 м. Это имело катастрофические последствия для жизни хазар в дельте Волги и, в частности, для данного поселения. В этот район позднее хазары более не возвращались.

Полученный археологический и геолого-геоморфологический материал сформировал ряд задач, для которых необходимо проведение микропалеонтологического анализа, включающего палинологические (спорово-пыльцевой анализ) исследования. Палинологический анализ является основополагающим методом, для реконструкций изменений климата и растительного покрова на данной территории. Полученный материал позволит поэтапно проследить ландшафтно-климатическую динамику в условиях трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспийского моря, а также установить ее связь с расселением человека и развитием хазарских поселений на данной территории. Также показательные результаты могут дать геофизические исследования с целью обнаружения культурных слоев, которые во времена наступления моря были перекрыты чехлом рыхлых отложений.

1. Гмелин С.Г. Путешествие по России для исследования трех царств природы. Ч. 2: Путешествие от Черкасска до Астрахани и пребывание в сем городе: с начала августа 1769 по пятое июня 1770 года. СПб., 1977. 362 с.

2. Паллас П.С. Путешествие по разным провинциям Российского государства: Ч. 3. Половина вторая: 1772 и 1773 годов. СПб., 1788. 480 с.

3. Бэр К.М. Ученые заметки о Каспийском море и его окрестностях // Записки Русского географического общества / Ред. В.Г. Ерофеев. 1856. Кн. 11. С. 180–224.

4. Православлев П.А. Каспийские осадки в низовьях р. Волги // Известия Центрального гидрометбюро. 1926. Вып. 6. С. 1–77.

5. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 267 с.

6. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Изд-во географического факультета МГУ, 2012. 264 с.

7. Свиточ А.А., Клювиткина Т.С. Бэровские бугры Нижнего Поволжья. М.: Типография Россельхозакадемии, 2006. 160 с.

8. Якубов Т.Ф. Происхождение бэровских бугров в Прикаспийской низменности // Труды Института географии АН СССР. 1952. Т. 51. С. 253–277.

9. Леонтьев О.К., Фотеева Н.Н. Происхождение и возраст бэровских бугров // Известия АН СССР. Серия географическая. 1965. № 2. С. 90–97.

10. Федорович Б.А. Происхождение «бэровских бугров» Прикаспия // Известия АН СССР. Серия географическая и геофизическая. 1941. № 1. С. 95–116.

11. Белевич Е.Ф. О происхождении бугров Бэра // Геоморфология. 1979. № 2. С. 57–68.

12. Захаров Л.З. Генезис, распространение и эволюция бэровских бугров // Известия АН СССР. Серия географическая. 1975. № 2. С. 64–70.

13. Лобачева Д.М., Бадюкова Е.Н., Макшаев Р.Р. Литофациальное строение и условия накопления отложений бэровских бугров Северного Прикаспия // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2021. № 6. С. 99–111.

14. Котеньков С.А., Соловьев Д.С., Тимофеев А.А. Археологические исследования на бугре Семибугры-I в Камызякском районе Астраханской области в 2019 г. // Сохранение и изучение культурного наследия Алтайского края. 2020. № 26. С. 72–76. DOI:10.14258/2411-1503.2020.26.13.

15. Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука, 1987. 240 с.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ АКТИВНО РАЗВИВАЮЩЕГОСЯ ГИДРОТЕРМОКАРСТА

А.А. Лукашов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, smoluk@yandex.ru

Аннотация. Представлены данные по морфологии и распространению предельно выразительных форм активного гидротермокарста в горных и предгорных районах Средиземноморья, Крыма и Кавказа. Автор опирается при этом как на литературные источники, так и на результаты личных полевых наблюдений последних лет. Пещерный комплекс Фразасси в Северных Апеннинах, пещеры плато Чатырдаг (Крым) и закарстованные склоны горы Машук (Северный Кавказ) могут служить эталонными объектами новейшего гидротермокарста. Используются различные критерии диагностики гидротермокарста, позволяющие отличить его от «холодного» карста.

Ключевые слова: карбонатный гидротермокарст; восходящий термальный раствор; карстовая полость; кристаллический кальцит

GEOGRAPHICAL DISTRIBUTION OF ACTIVELY DEVELOPING HYDROTHERMOKARST

A.A. Lukashov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract. The data on morphology and distribution of extremely expressive forms of active hydrothermokarst in the mountainous and foothill regions of the Mediterranean, Crimea and the Caucasus are presented. The author relies on both literary sources and the results of personal field observations of recent years.

The Frasassi cave complex in the Norden Apennines, the caves of the Chatyrdag Plateau (Crimea) and the karst slopes of Mount Mashuk (Northern Caucasus) can serve as reference objects of the latest hydrothermokarst. Various diagnostic criteria for hydrothermokarst are used to distinguish it from "cold" karst.

Keywords: carbonate hydrothermokarst; ascending thermal solution; karst cavity; crystalline calcite

Общее определение карста в широком понимании – процесс растворения горных пород с образованием как поверхностных отрицательных форм, так и полостей в толще карстующихся пород, перемещением и частичным переотложением растворенного вещества в другом месте. Под это определение подпадает и классический («холодный», гипергенный) карст, и гидротермокарст (горячий, близкий к гипогенному). Гидротермокарст как особый процесс выделен Ван-Хайзом еще в 1904 г. Гипергенный карст развивается исключительно под действием гравитации – карстовые воды имеют нисходящую гидродинамику. Однако в зоне фреатической циркуляции гравитация не является преобладающим фактором: термальные минерализованные воды даже поднимаются вверх до уровня местного базиса карстовой проработки [1].

Гидротермокарст – преимущественно «амагматогенное» формирование телетермальными растворами и их парами полостей в растворимых горных породах с возможным последующим заполнением – представляет собой одну из специфических форм проявления гидротермального процесса. Соответственно, это карстовый процесс, осуществляемый термальными водами с гидродинамикой восходящих потоков. Гидротермокарст проявляется преимущественно на завершающих стадиях развития орогенов, на этапах эндогенного водообмена. Участки земной коры, в которых развивается гидротермокарст, представляют собой гидрогеологические массивы с инфильтрационным режимом водообмена в верхних частях разреза и элизионным – в нижних [2].

Проявление гидротермокарста возможно в районах, где в обстановке тектонического растяжения разрывные нарушения создают пути для восходящего движения нагретых вод. На территории собственно Евразии современный гидротермокарст наиболее распространен в складчато-глыбовых горах альпийской складчатости и в районах четвертичного вулканизма. Благоприятной основой для гидротермокарста служат карбонатные толщи, а также гипсы и ангидриты. Полости гидротермального растворения и даже системы таких полостей формируются на этапе растворения при сочетании особо благоприятных гидродинамических, термогидродинамических и физико-химических параметров потока и среды [2]. Источником растворов могут служить воды различного генезиса: магматогенные, метаморфогенные, седиментационные, в том числе артезианские, нефтяные и современные воды атмосферного происхождения, проникшие на глубину, достаточную для их разогрева [3].

Для гидротермокарста характерны многие свойства «холодного» карста, прежде всего контроль стенок полостей трещинными нарушениями. Температура вод в рассматриваемом процессе обычно не превышает 200 °С. По направлению гидродинамического вектора гидротермокарст противоположен таковому для гипергенного карста. Гипергенный и гипогенный карст порождают «морфологически зеркальные» системы полостей, т. е. зона восходящей вертикальной циркуляции находится в нижней части гидротермокарстовых систем, а горизонтальной – в верхней, где происходит излияние термальных вод на поверхность [1].

При растворении восходящими гидротермами карстующихся пород формируются полости, которые могут достигать многих десятков метров. От форм, созданных гипергенным карстом, они отличаются по геолого-гидрологическим, морфологическим, минералого-седиментологическим и геохимическим признакам. Могут также формироваться системы смешанного типа, в которых гидротермокарст и «холодный» карст имеют сложную пространственно-временную связь, что иногда делает затруднительной диагностику гидротермокарстовых форм [2].

Заново обследованные авторами пещерный комплекс Фразасси в Северных Апеннинах, пещеры плато Чатырдаг (Крым) и закарстованные склоны горы Машук (Северный Кавказ) могут служить эталонными объектами новейшего гидротермокарста.

Апеннины. Один из ярчайших гидротермокарстовых комплексов Европы – восьмиуровенная пещера Фразасси (Grotte di Frasassi) – обследована авторами в Природном парке «Голла делла Росса и Фразасси» в регионе Марке (Центральная Италия). Этот современный (хотя бы отчасти) гипогенный комплекс расположен в сложенном раннемезозойскими шельфовыми карбонатными толщами отроге Умбро-Маркских Северных Апеннин, на правобережье р. Сентино (Зентино) – левого притока впадающей в Адриатическое море р. Эзино. Известняки и доломиты Умбро-Марчигано-Сабинской зоны суммарной мощностью до 1200 м были смяты в крупные складки и подроблены неотектоническими движениями на рубеже миоцена и плиоцена [4].

Общая длина подземных галерей Фразасси достигает 30 км. Крупнейший зал пещеры – Анконская пропасть (Abisso Ancona) – принадлежит к крупнейшим в мире. В основании пещеры, на уровне р. Сентино, течет вода. При этом карстовый ландшафт над пещерой отличается поверхностной безводностью, что исключает инфильтрационную составляющую в карстовой разработке пещеры. Углубление дна ущелья в течение четвертичного периода, происходившее последние 1–2 млн лет, обусловило развитие серии уровней горизонтальной циркуляции карстовых вод. В Фразасси химическая коррозия нисходящими водами и последующие обвалы, расширяющие первичные карстовые, были усилены подъемом из недр кислотных сернистых вод (rissalita acque sulfure), содержащих в растворе серную кислоту (H_2SO_4). В Зале Медведицы (Salla deel Orsa) из отвесных колодцев и ныне можно видеть, как бьют серные источники. Восходящее движение термальных вод охватывает три нижних уровня пещеры. Выходы этих вод наблюдаются вдоль берегов р. Сентино – на родниках в основании правого борта ущелья накопились значительные налеты сульфата кальция (рис. 1).

Горный Крым. Подверженные карсту карбонатные толщи верхней юры (преимущественно титонского яруса) и мела мощностью около 400 м слагают обширные платообразные поверхности яйл Главной гряды Крымских гор [5, 6]. Возможное участие термогидрокарста в формировании пещер Горного Крыма «напрашивается» уже из «подземных» наблюдений А.А. Крубера, писавшего о сферической форме полостей, напоминающих перевернутую чашу поперечником в десятки метров, образованную «сильным гидростатическим давлением» [7]. В 1984 г. В.Н. Дублянский отмечал:

Рис. 1. Налет сульфата кальция на выходах карстовых вод – термы San Vittore – в основании правого борта ущелья Сентино, непосредственно под существенно гидротермокарстовым пещерным комплексом Фразасси, Центральная Италия (фото автора).

«Карст Горного Крыма формируется исключительно под влиянием местных осадков» [8, с. 10–11]. Речь, по-видимому, шла только о процессах современной геологической эпохи. В 1990 г. тот же исследователь уже допускает участие термогидрокарста в формировании некоторых пещер Горного Крыма. Так, он полагал, что карстовая шахта «Ход Конем» в северной части нижнего плато Чатырдага глубиной 225 м демонстрирует результаты сочетания «холодного» и гидротермального карста. В.Н. Дублянский пишет: «Шахта Ход Конем, вероятно, с поверхности выработана «холодным» карстом, но на глубинах 85 и 195 м она вскрывает округлые гидротермокарстовые полости диаметром 1.0 и 2.5 м соответственно, заполненные красно-коричневой глиной. На стенах полостей и в глине сформировались кристаллы исландского шпата, размеры которых могут достигать 40 см. Здесь также можно встретить жилы молочно-белого вторичного кальцита» [2, с. 52].

Наблюдения ряда лет позволяют полагать, что масштабы участия гидротермокарста в формировании карстовых полостей Крыма были весьма значительны. Так, близ «входа» в популярную пещеру Мраморную на абсолютной высоте 920 м в северо-западной части нижнего плато Чатырдага можно видеть развалы мощных – до 1 м – кристаллических наростов вторичного кальцита. Подобные образования сохранились и в соседней пещере Эмине-Баир (Трехглазка). Крупнокристаллические массы, выполнявшие полости, а также отложение гидротермальных минералов в виде ритмически-зональных симмметрично-полосчатых грубокристаллических друзовых кор шестоватой и гребенчатой структуры В.Н. Дублянский включал в перечень критериев диагностики гидротермокарста. Граница зон растворения и отложения кальцита и арагонита находится в Горном Крыму на глубине первых сотен метров. Гидротермокарстовые полости образуются преимущественно в зоне растворения. Вплоть до поверхности при этом формируются кальцитовые жилы, которые часто могут выступать в роли индикаторов глубинного гидротермокарста [2].

При наличии обособленных структурных емкостей-полостей растут монокристаллы карбонатов кальция. Так, не доступный ныне для посещения (во имя сохранности естественного убранства) нижний ярус пещеры Эмине-Баир-Хосар, открывающейся на отметке 1000 м (в 1 км к востоку от названных), в диапазоне глубин 125–180 м от поверхности декорирован кристаллическим кальцитом в крупных игольчатых и пластинчатых выделениях, не свойственных «холодному» карсту (рис. 2).

По-видимому, глубокие горизонты данной пещеры пережили как минимум повторное частичное заполнение термальными водами, обеспечившими рост радиально-лучистых агрегатов кальцита и арагонита, а также арагонитового инея на стенах полостей и поверх натечно-капельных образований. Обследовавшие пещеру чешские спелеологи оценивают возраст данной пещеры в 100000 лет [9].

Пятигорье. Один из наиболее известных объектов проявления современного гидротермокарста на Кавказе — гора Машук в Пятигорске. Она представляет собой бисмолит с необнаженным

Рис. 2. Кальцитовые новообразования в нижнем «этаже» пещеры Эмине-Баир-Хосар (фото М. Спачил).

Рис. 3. Внешний вид Пятигорского Провала на юго-восточном склоне горы Машук (фото автора).

кристаллическим ядром из щелочных пироксен-амфиболовых трахилипаритов – бештаунитов [10]. Склоны Машука рассекают глубокие разломы, по одному из пересечений которых и поднимаются (в виде термогидроколонны) подземные воды, скопившиеся, как считается, благодаря просачиванию атмосферных осадков. Эти воды насыщены углекислотой и растворенными сульфатами, имеют температуру от 28 до 42 °С, вероятно, благодаря близости не остывшего до конца вулканического очага.

На юго-восточном склоне горы Машук находится Провал — карстовая воронка в верхнемеловых известняках (рис. 3). Провал образовался в результате обрушения свода полусферической полости, выработанной гидротермальными водами. Некоторое участие в разрушении кровли приняли и атмосферные осадки, так что в данном случае можно говорить о совместной деятельности гидротермального и «холодного» карстового процесса. Провал имеет форму вертикального цилиндра. Его глубина составляет примерно 26.5 м при диаметре выходного отверстия около 16.5 м.

На дне Провала находится озеро, заполненное теплой углекисло-сероводородной водой. Уровень озера меняется в зависимости от сезона года, причем режим озера соответствует режиму Пятигорских минеральных источников, что указывает на их питание из одного и того же артезианского бассейна [3]. Сульфатная минерализация, обнаруженная в тоннеле пещеры Пятигорский Провал, имеет вторичную – гипергенную природу [11].

В районе Пятигорского Провала чрезвычайно ярко проявляется пространственно-генетическая сопряженность полостей с толщами травертинов, что Ю.В. Дублянский считает одним из минералого-седиментационных критериев диагностики гидротермокарста. Наличие в карстовых полостях минерализованных термальных вод указывает на незавершенность гидротермокарстового этапа развития [8].

Вопрос о географии современного, активно развивающегося гидротермокарста до некоторой степени сводится к выяснению распределения в земной коре зон проницаемости, по которым осуществляется (либо геологически недавно осуществлялась) глубинная дегазация планеты. В этой связи особую значимость приобретают зоны кайнозойского орогенеза, и в частности

Альпийско-Гималайский пояс. На повестке дня создание полной картины проявлений в нем гидротермокарста. Приведенные примеры подтверждают масштабы данной до конца не оцененной пока разновидности карста.

1. Ляхницкий Ю.С. Трансслоевые немагматические явления – сходство и различия // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 66–77.
2. Дублянский Ю.В. Закономерности формирования и моделирования гидротермокарста. Новосибирск: Наука, 1990. 151 с.
3. Максимович Г.А. Основы карстоведения. Т. II: Вопросы гидрогеологии карста, реки и озера карстовых районов, карст мела, гидротермокарст: Учебное пособие. Пермь: Книжная типография № 2, 1969. 530 с.
4. Манфредини М. Италия // Тектоника Европы: Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1:2500000. М., 1964. С. 324–336.
5. Геология СССР. Крым. Ч.1: Геологическое описание / Ред. М.В. Муратов. М.: Недра, 1969. 576 с.
6. Юдин В.В. Геодинамика Крыма: Монография. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 336 с.
7. Крубер А.А. Карстовая область Горнаго Крыма. М.: Типо-лит. т-ва И.Н. Кушнерев и К°, 1915. 319 с.
8. Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Гидрогеология карста Альпийской складчатой области юга СССР. М.: Наука, 1984. 128 с.
9. Вагнер Й. Баир: Фильм. Богумин, Чехия: Shacil-TV-Marko, 2003.
10. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во Московского университета, 1963. 358 с.
11. Червяцова О.Я., Касаткин А.В., Чуканов Н.В., Нестола Ф. Сульфатная минерализация в тоннеле пещеры Пятигорский Провал (Северный Кавказ) // Минералогия. 2021. Т. 7. № 1. С. 78–89. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-6.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМ И РАЗРЫВОВ РАЙОНА ДЕЛЬТЫ Р. РИТЫ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ АЭРОФОТОСЪЕМКИ СВЕРХВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ (СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ ОЗ. БАЙКАЛ)

О.В. Лунина[1], А.А. Гладков[1,2]

[1] Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия, lounina@inbox.ru
[2] ГАУ ДО ИО «Центр развития дополнительного образования детей», г. Иркутск, Россия

Аннотация. В дельте р. Риты и ее окрестностях на основе данных беспилотной аэрофотосъемки откартированы различные геоморфологические формы и разрывы земной поверхности первичной и вторичной сейсмогенной природы. Предпринята попытка реконструировать пространственно-временную последовательность развития климатических и тектонических событий с определением интервалов времени, в которые могли произойти палеоземлетрясения. Показано, что данные высокоточной аэрофотосъемки на обширные территории открывают большие возможности для изучения взаимоотношений различных форм рельефа и определения относительного времени их формирования.

Ключевые слова: разрыв; обвал; конус выноса; палеоземлетрясение; аэрофотосъемка

THE SEQUENCE OF THE FORMATION OF GEOMORPHOLOGICAL FORMS AND RUPTURES OF THE RITA RIVER DELTA REGION BASED ON ULTRA-HIGH RESOLUTION AERIAL PHOTOGRAPHY DATA (NORTWEST COAST OF LAKE BAIKAL)

O.V. Lunina[1], A.A. Gladkov[1,2]

[1] Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia
[2] Center for the Development of Additional Education for Children of Irkutsk Region, Irkutsk, Russia

Abstract. Based on the unmanned aerial photography data, we mapped various geomorphological forms and primary and secondary surface ruptures. An attempt was made to reconstruct the spatio-temporal sequence of development of climatic and tectonic events with the determination of the time interval in which paleoearthquakes could occur. It is shown that the data of very high-resolution aerial photography over vast territories open up great opportunities for studying the relationships between various landforms and determining the relative time of their formation.

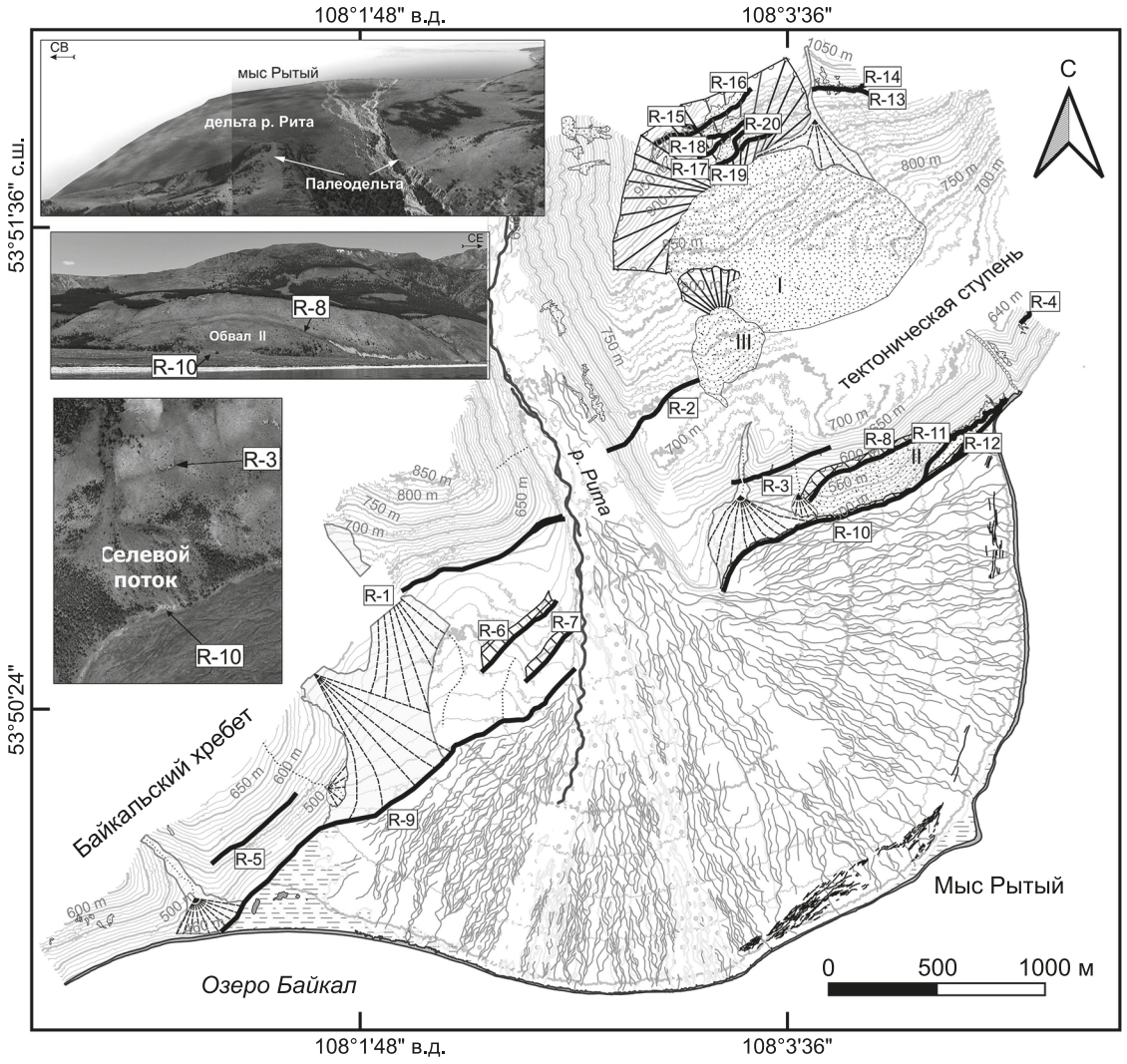
Keywords: rupture; landslide; fan; paleoearthquake; aerial photography

Определение возраста палеосейсмогенных деформаций на северо-западном побережье оз. Байкал до сих пор является труднорешаемой задачей, так как для датирования крайне желательно применение методов, не нарушающих почвенный покров. Дельта р. Риты, совпадающая с мысом Рытый (рис. 1), является особой заповедной зоной даже в пределах Байкало-Ленского заповедника, где вскрытие земной поверхности для отбора проб запрещено. Здесь гнездятся редкие виды птиц и обитает большое количество медведей, ежегодно подсчитываемых сотрудниками заповедника. Тем не менее дельта и прилегающая к ней территория характеризуются большим разнообразием природных геоморфологических и структурных форм, которые указывают на широкое развитие здесь в прошлом селевых, обвальных и разрывообразующих процессов, связанных как минимум с двумя палеосейсмическими событиями [1]. В настоящее время в периферийной части дельты р. Риты развивается зона сейсмогравитационных нарушений, образование которой связывается с удаленным землетрясением 1962 г. в оз. Байкал [2].

Ранее авторами проведена беспилотная аэрофотосъемка сверхвысокого разрешения, на основе которой построены ортофотоплан, цифровая модель местности (ЦММ) и геоморфологическая карта дельты р. Риты и окрестностей. Цель настоящей работы – реконструировать пространственно-временную последовательность климатических и тектонических событий с определением интервалов времени, в которые могли образоваться обнаруженные там палеосейсмогенные разрывы. Для этого в условиях отсутствия данных по абсолютному датированию авторы попытались сопоставить возможные значения возраста геоморфологических форм и структурных элементов, взяв за начало самый влажный временной период в позднем плейстоцене и голоцене 12–14 тыс. лет, который имел место в Прибайкалье [3, 4].

Предположительно, в это время усилились эрозионные и аккумулятивные процессы, причиной которых стало таяние горного ледника между западной привершинной частью склона Байкальского хребта и его отрогом. На это указывает группа каровых озер и заболоченная местность вблизи истока р. Риты (см. карты Google Earth). Ко времени 12–14 тыс. лет отнесены следы самых мощных паводков в Байкальском регионе [5], поэтому образование палеодельты – предыдущего конуса р. Риты, сложенного преимущественно селевыми отложениями, выносившими отложения различного генезиса, отнесено именно к этому периоду (рис. 1, 2). Единственная терраса в правом борту долины (рис. 2) могла образоваться к концу того же периода, когда по какой-то причине произошло резкое понижение базиса эрозии. Высота террасы оценена весьма приблизительно из-за ее завала склоновыми отложениями и составляет ~39 м над современным днищем долины, что близко к средней высоте вершинной зоны древнего конуса выноса селевых отложений ~39–43 м. Резкое

понижение базиса эрозии могло произойти из-за катастрофического события на юге оз. Байкал в конце MIS 2 (~11.8–13.4 тыс. л. н.), которое привело к очередному обрушению части Приморского хребта и понижению порога водосброса р. Ангары на несколько десятков метров [6]. Другой возможной (или сопутствующей) причиной падения уровня озера могло быть глобальное климатическое событие (резкое похолодание) в течение позднего дриаса, когда, например, уровень Мраморного моря ~11.5 тыс. л. н. оказался на 90 м ниже современного [7].



Поверхностные разрывы
- современные сейсмогравитационные
- палеосейсмогенные разрывы и их номера

Формы рельефа
- палеосейсмогенный уступ
- современное сухое русло
- дельта и пойма р. Риты
- конус выноса и днище временного водотока
- осыпи, обвалы
- стенка обвала
- бровка срыва
- аккумулятивный берег

Гидрография
- р. Рита, действующая 5 июля 2019 г.
- тальвеги временных водотоков
- отмершие русла
- озера
- болотистая местность
- изолинии рельефа через 10 м

Рис. 1. Упрощенная геоморфологическая схема района дельты р. Риты (полная цветная версия [8]).

Крупный обвал I, идентифицированный в основном по хорошо выраженной стенке отрыва и приблизительному контуру тела, также был условно отнесен к периоду 12–14 тыс. лет, так как его сохранность очень слабая. В дальнейшем на фоне общего снижения влажности в Прибайкалье небольшой всплеск отмечен в интервале 5–4 тыс. л. н. [4, 9]. Тогда могли сформироваться небольшие селевые потоки слева и справа от долины р. Риты, перекрывшие слабовыраженные в рельефе разрывы первой генерации R-3, R-5, R-6, R-8, R-13 (см. рис. 1). Это означает, что первое разрывообразующее землетрясение в голоцене произошло между 12 и 5 тыс. лет. Второе разрывообразующее событие случилось после формирования упомянутых селевых выбросов, так как разрывы R-9 и R-10

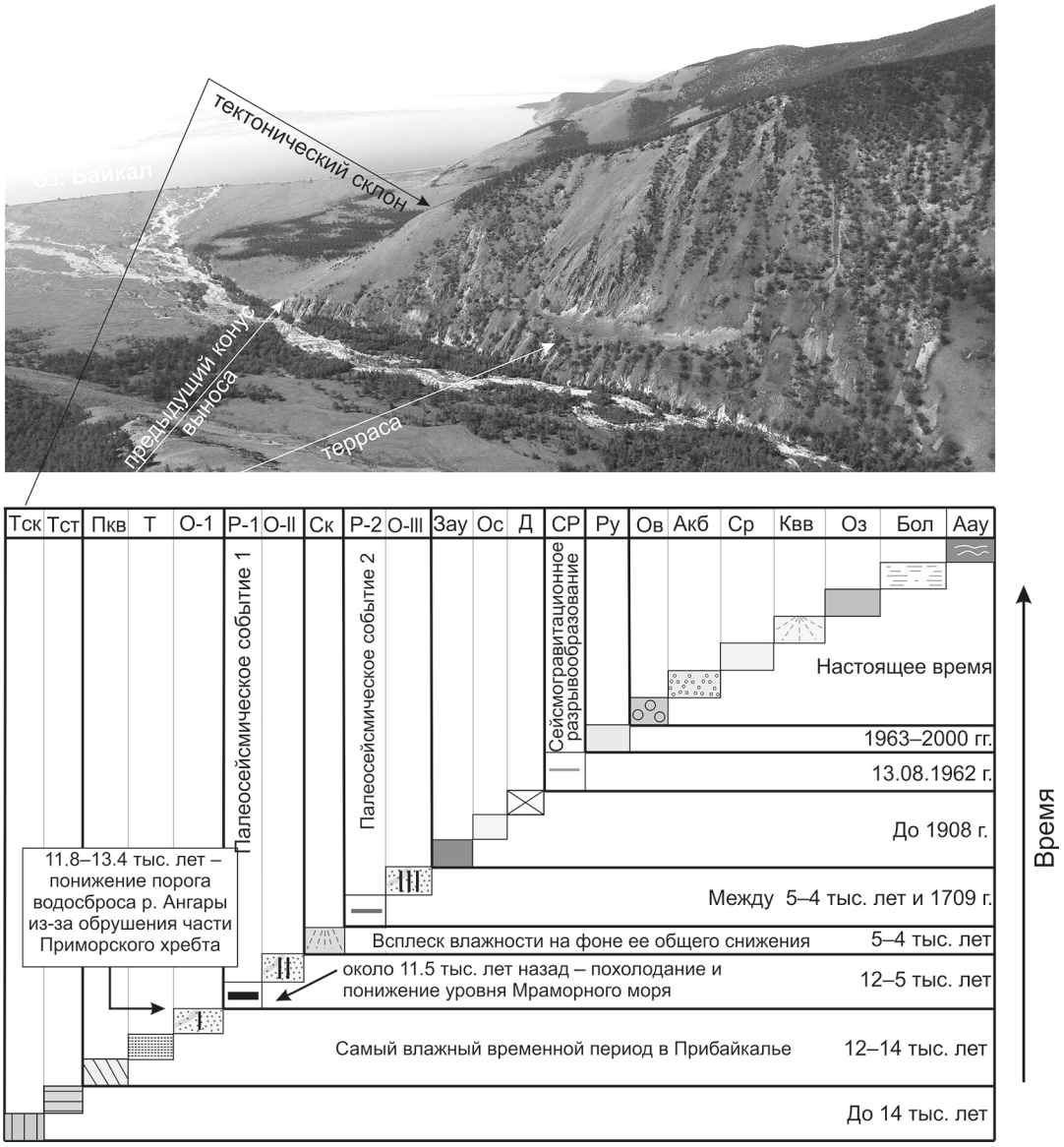


Рис. 2. Соотношение возможных значений возраста откартированных геоморфологических форм и поверхностных разрывов в дельте р. Риты и окрестностях.

Тск – тектонический склон; Тст – тектоническая ступень; Пкв – предыдущий конус выноса р. Риты (палеодельта); Т – терраса; О-1 – обвал I; Р-1 – палеосейсмогенные разрывы, ассоциированные с первым событием; О-II – обвал II; Ск – селевой конус выноса; Р-2 – палеосейсмогенные разрывы, ассоциированные со вторым событием; О-III – обвал III; Зау – задернованный абразионный уступ; Ос – осередок; Д – дельта и пойма р. Риты; СР – современные сейсмогравитационные разрывы, ассоциированные с землетрясением 13.08.1962 г. с M=5.2 в оз. Байкал; Ру – русло, активное в период 1963–2000 гг.; Ов – овраг; Акб – аккумулятивный берег; Ср – современное сухое русло; Квв – конус выноса и днище временного водотока; Оз – озеро; Бол – болотистая местность; Ааy – активный абразионный уступ.

срезают их краевые части (см. нижнее фото на рис. 1), но до 1709 г. – времени, когда появились первые сибирские летописи о землетрясениях, свидетельствующие об отсутствии катастрофических землетрясений около мыса Рытого за последние 310 лет.

После указанных палеособытий дельтовые отложения не раз испытывали вторичные косейсмические эффекты от умеренных землетрясений в оз. Байкал, о чем свидетельствуют не протяженные по глубине разрывы, затрагивающие верхи разрезов, и обнаруженная в периферийной части зона сейсмогравитационных нарушений (см. рис. 1), ассоциированная с землетрясением 1962 г. [2].

Несомненно, необходимо привлечение абсолютных методов датирования отложений и деформационных событий для реконструкции полной пространственно-временной последовательности климатических и тектонических событий на оз. Байкал. Подобные исследования имели бы огромное значение для понимания взаимосвязи этих двух процессов и их влияния на развитие крупных внутриконтинентальных водоемов и прилегающих к ним территорий. Особо следует отметить, что данные сверхвысокоточной аэрофотосъемки на обширные территории открывают большие возможности для изучения взаимоотношений различных форм рельефа. Даже при единичных датировках возможно построение пространственно-временных моделей развития земной поверхности того или иного района исследований.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00064 (https://rscf.ru/project/22-27-00064/).

1. Безрукова Е.В. Палеогеография Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене. Новосибирск: Наука, 1999. 128 с.

2. Воробьева Г.А., Горюнова О.И., Савельев Н.А. Хронология и палеогеография голоцена юга Средней Сибири // Геохронология четвертичного периода: Сборник научных трудов / Ред. В.Э. Мурзаев, Я.-М.К. Пуннинг, О.А. Чичагов. М.: Наука, 1992. С. 174–181.

3. Леви К.Г., Задонина И.В., Язев С.А. Радиоуглеродная хронология природных и социальных феноменов Северного полушария. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2010. Т. 1. 715 с.

4. Лунина О.В., Гладков А.А. Феномен разрывообразования в дельтовых отложениях мыса Рытый на северо-западном побережье озера Байкал (по данным аэрофотосъемки) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 2. С. 149–162. DOI:10.15372/GiG2020204.

5. Лунина О.В., Денисенко И.А., Брага К.Е.Г. Палеосейсмогенные смещения в районе мыса Рытого на северо-западном побережье озера Байкал // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2022. Т. 40. С. 70–81. DOI:10.26516/2073-3402.2022.40.70.

6. Макаров С.А. Сели Прибайкалья. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН им. В.Б. Сочавы, 2012. 111 с.

7. Arzhannikov S.G., Ivanov A.V., Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jansen J.D., Preusser F., Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B. Catastrophic events in the Quaternary outflow history of Lake Baikal // Earth-Science Reviews. 2018. Vol. 177. P. 76–113. DOI:10.1016/j.earscirev.2017.11.011.

8. Lunina O.V., Denisenko I.A., Gladkov A.A., Braga C. Enigmatic surface ruptures at Cape Rytyi and surroundings, Baikal Rift, Siberia: seismic hazard implication // Quaternary. 2023. Vol. 6. Iss. 1. DOI:10.3390/quat6010022.

9. McHugh C.M.G., Gurung D., Giosan L., Ryan W.B.F., Mart Y., Sancar U., Burckle L., Çagatay N.M. The last reconnection of the Marmara Sea (Turkey) to the World Ocean: A paleoceanographic and paleoclimatic perspective // Marine Geology. 2008. Vol. 255. Iss. 1–2. P. 64–82. DOI:10.1016/j.margeo.2008.07.005.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ БПЛА ПРИ ИЗУЧЕНИИ МОРФОЛОГИИ АКТИВНЫХ ДЮННЫХ МАССИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

В.М. Лыткин, Г.И. Шапошников, М.Р. Павлова, А.Н. Васильева

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск, Республика Саха (Якутия), Россия, gidro1967@mail.ru

Аннотация. В работе представлены результаты изучения морфологии активных дюнных массивов (тукуланов) Центральной Якутии на основе анализа ортофотопланов и ЦММ, созданных с помощью беспилотного летательного аппарата. Данный вид аэрофотосъемки дает наиболее объективное и полное представление о морфометрических особенностях дюнного рельефа, позволяет создавать крупномасштабные цифровые модели с точной географической привязкой. В результате получены данные морфологии элементарных дюн, котловин выдувания, геометрии дюнных массивов, площади закрепленных и открытых участков тукуланов Кысыл-Сыр, эмбриональный тукулан и Саамыс-Кумага.

Ключевые слова: тукуланы; Центральная Якутия; БПЛА; морфология дюн

UAV USE IN STUDYING THE MORPHOLOGY OF ACTIVE DUNE MASSIFS IN CENTRAL YAKUTIA

V.M. Lytkin, G.I. Shaposhnikov, M.R. Pavlova, A.N. Vasilyeva

Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Republic of Sakha (Yakutia), Russia

Abstract. The paper presents the results of studying the morphology of active dune massifs (tukulans) in Central Yakutia based on the analysis of orthophotomaps and DTMs created using an unmanned aerial vehicle. This type of aerial photography gives the most objective and complete idea of the morphometric features of the dune relief, allows you to create large-scale digital models with accurate georeferencing. As a result, data were obtained on the morphology of elementary dunes, blowout basins, the geometry of dune massifs, the area of fixed and open areas of the Kysyl-Syr tukulan, embryonic tukulan, and Saamys-Kumaga tukulan.

Keywords: tukulans; Central Yakutia; UAVs; dune morphology

Современные дюнные массивы (тукуланы) широко распространены в пределах Центральной Якутии и являются уникальными ландшафтами холодного климата. Их наибольшая площадь распространения расположена в бассейне нижнего течения р. Вилюй и р. Линда [1–3]. Несмотря на повсеместную встречаемость, их некоторые геоморфологические аспекты, касающиеся морфологии, динамики и возраста, остаются недостаточно изученными. С целью изучения морфологии и ландшафтной дифференциации активных дюнных массивов Центральной Якутии были выполнены полевые работы на тукуланах Кысыл-Сыр, эмбриональном тукулане (бассейн р. Вилюй) и Саамыс-Кумага (бассейн р. Лены). Работы включали в себя ландшафтно-геоморфологическую съемку дюнных массивов и выполнение аэрофотосъемки с помощью БПЛА. Аэрофотоснимки территории исследований получены с помощью беспилотного летательного аппарата DJI Mavic 2 Pro, который имеет 20-мегапиксельную цифровую камеру с возможностью создания геопривязанных снимков. Полеты проходили в автономном режиме с использованием специального программного обеспечения и выполнялись на высоте 150 м над поверхностью земли. Полученные аэрофотоснимки обрабатывались

с помощью программного обеспечения Agisoft. В результате обработки снимков были получены ортофоплан и цифровая модель рельефа. Дальнейшая обработка созданного орфтофотоплана осуществлялась с помощью программного обеспечения ArcMap 10.1. Данный вид съемки дает наиболее объективное и полное представление о морфометрических особенностях дюнного рельефа, позволяет создавать крупномасштабные цифровые модели с точной географической привязкой. Впоследствии данные модели могут использоваться для оценки динамики эолового рельефа, в том числе горизонтальной и вертикальной.

Кысыл-Сырский тукулан (63°54' с.ш.; 123°16' в.д.) расположен в 25 км к востоку от одноименного поселка на правобережье р. Вилюй (рис. 1). Поверхность дюнного массива характеризуется ярко выраженным сложноорганизованным дюнным рельефом, общая площадь закрепления которого составляет не более 10 %. Массив имеет компактные размеры 6.0×3.5 км (площадь около 19 км^2) и эллипсовидную форму, вытянутую в юго-западном направлении. В морфометрическом отношении дюнный массив асимметричен. Вскрытая в речном обрыве северная часть имеет абсолютные отметки до 110–116 м и возвышается над урезом р. Вилюй (79–80 м) в виде террасы высотой 30–36 м. В юго-восточном направлении поверхность массива полого снижается до абсолютных отметок 85–90 м в краевой части, практически смыкаясь с уровнем современной поймы высотой 5–10 м.

В пределах закрепленных участков Кысыл-Сырского тукулана, площадь которых не превышает 10 %, развиты небольшие островки разреженных сосново-березовых лесов с лишайниково-толокнянковым покровом, примесью шикши, брусники, кустарниковых ив, изредка тополя и лиственницы (*Pinus sylvestris*, *Betula platyphylla*, *B. Alba*, *Salix bebbiana*, *Populus suaveolens*, *Larix gmelinii*, *Arctostaphylos uva-ursi*, *Vaccinium uliginosum*, *V. vitis-idaea*). В задернованных переувлажненных котловинах южной части массива встречается кустарниковая береза, багульник болотный, мирт болотный, изредка ель, кедровый стланик, клюква, хвощи и др. (*Chamaedaphne calyculata*, *Betula exilis*, *Ledum palustre*, *Oxycoccus microcarpus*, *Equisetum fluviatile*, *Picea obovata*, *Pinus pumila*). Последний (кедровый стланик) обнаружен только в южной части Кысыл-Сырского тукулана, где образует крупные группировки на биогенно-эоловых супесчаных буграх и гривах.

Не менее 90 % поверхности Кысыл-Сырского массива сложено незакрепленными активными параболическими дюнами, котловинами и коридорами выдувания, группирующимися в несколько

Рис. 1. Ключевой участок детальной стереоаэрофотосъемки
в северо-восточной части Кысыл-Сырского тукулана (июль 2016 г.).

иерархических порядков. Лишь на бровке берегового обрыва р. Вилюй в северной части дюнного массива развивается накидная дюна протяженностью более 2 км. Она состоит из системы частично сомкнутых извилистых узких гребней высотой до 10–12 м, в подветренной части которых развиты наиболее глубокие и узкие котловины и воронки выдувания.

Во внутренней части тукулана распространены чешуевидные параболические и асимметричные полисинтетические дюны. Средняя длина элементарных дюн варьируется от 100 до 150 м, а высота бровок 4–6 м. В отдельных случаях длина дюн достигает более 250 м, а высота превышает 20 м. Наветренный склон активных дюн пологий (2–4°), начинается в элементарной котловине выдувания и, как правило, полностью лишен растительного покрова. Подветренный склон элементарных дюн более крутой, осыпающийся, близок к углу естественного откоса (25–30°).

Ширина котловин выдувания пропорциональна размерам элементарных дюн и варьируется в среднем от 50 до 150 м, глубина достигает 6–10 м. Встречаются гипертрофированные котловины шириной до 300 м и более. Котловины выдувания имеют серповидную или эллипсовидную форму и большей частью лишены растительного покрова. Их днища покрыты крупным песком, реже – мелким гравием экзотического состава (гранат, агат, халцедон, оникс). Единично встречены отполированные фасеточные гальки и ветрогранники, кварцевые фульгуриты, почвенные трубки (орштейны) [4]. На поверхности незакрепленных котловин иногда наблюдаются вертикально стоящие и поваленные мертвые деревья, обнаженные в результате дефляции горизонты пней.

Растительный покров незакрепленных дюн и котловин выдувания представлен разреженными кочками и куртинами трав и полукустарничков – овсяницей, осоками, тимьянами, горцами, полынью, хвощем, пыреем, вздутоплодником, щавелем (*Festuca auriculata*, *Acetosella graminifolia*, *Aconogonon angustifolium*, *Artemisia commutata*, *Thymus asiaticus Serg.*, *Carex vanheurckii*, *Equisetum arvense*, *Elytrigia villosa*, *Phlojodicarpus sibiricus*). Изредка в пределах незакрепленных дюн встречаются

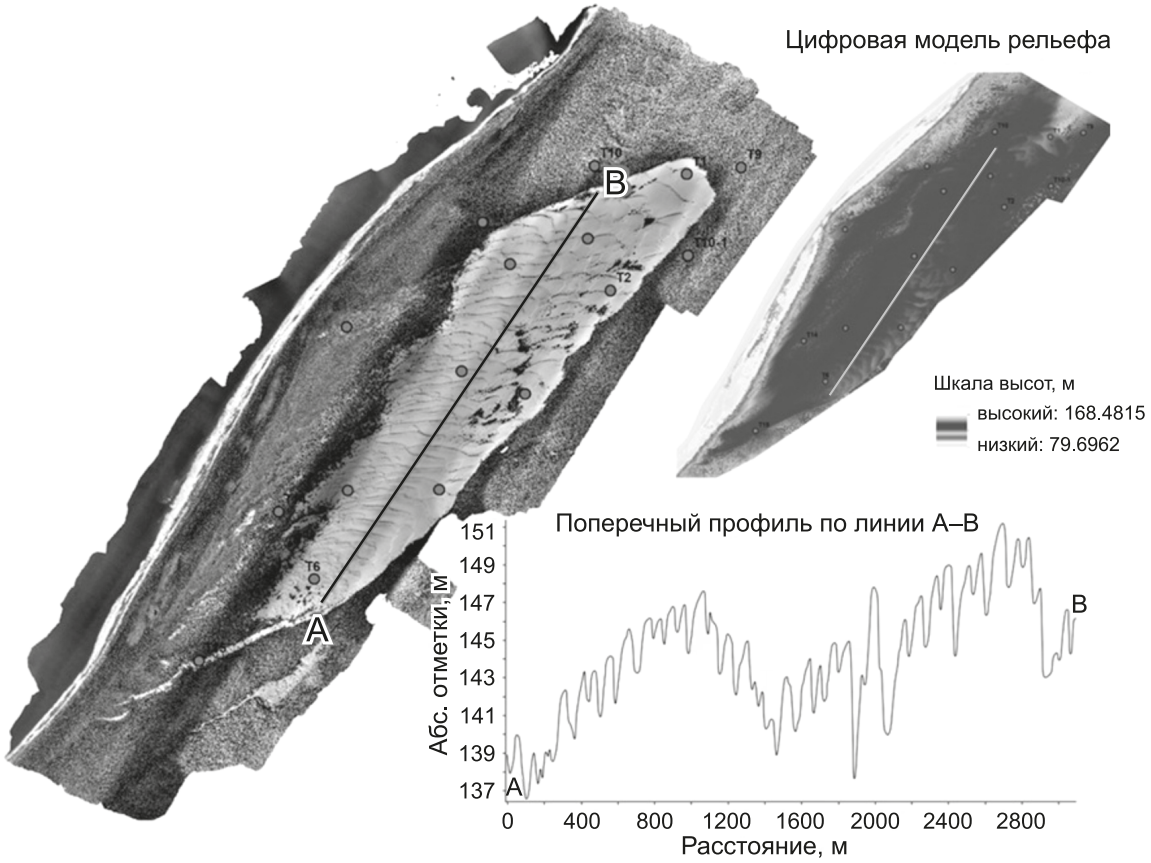


Рис. 2. Ортофотоплан и цифровая модель рельефа
современного дюнного массива Саамыс-Кумага на бестяхской террасе р. Лены.

живые карликовые биоморфы сосны, березы, тополя, рябины (*Pinus selvestris*, *Betula sp.*, *Populus sp.*, *Sorbus sibirica*) высотой до 2–3 м.

Микрорельеф более низких порядков представлен формами от нескольких сантиметров до 10 м. К ним относятся разнообразные знаки эоловой ряби на поверхности дюн. Более крупными образованиями являются эолово-биогенные бугры диаметром до 7–8 м и высотой до 3–4 м. Они формируются в результате аккумуляции песка кустарниковыми формами березы, тополя, ивы (*Betula pubescens*, *B. cojanderi*, *B. exlis*, *Salix sp.*) и др. На участках распространения кедрового стланика (*Pinus pumila*) высота бугров достигает 10–12 м, появляются извилистые песчаные гривы длиной в несколько десятков метров, бровки которых закреплены густо переплетенными живыми и отмершими корнями этого кустарника.

Эмбриональная параболическая дюна (63.96° с.ш.; 123.32° в.д.) на поверхности 30-метровой террасы р. Вилюй расположена в 35 км к востоку от поселка Кысыл-Сыр на правобережье р. Вилюй. Здесь в результате развеивания террасы на ее бровке формируется серия современных параболических дюн мощностью 10–15 м. Дюны двигаются в юго-восточном направлении и засыпают редкостойный лиственничный лес.

Тукулан Саамыс-Кумага (61.21° с.ш.; 128.06° в.д.) расположен в 10 км от пос. Булгунняхтах на поверхности бестяхской террасы р. Лены. Здесь дефляционной переработке подверглась бровка 80-метровой террасы, от которой в северо-восточном направлении распространяется активный дюнный массив протяженностью около 3.5 км. Массив сложен полисинтетическими широкими дюнами длиной до 100 м, организованными в крупные дюны размером около 1 км (рис. 2).

Сложная иерархия дюнных массивов отчетливо наблюдается на их гипсометрических профилях, где выделяются различные порядки дюн. В настоящее время получены результаты повторной стереоскопической съемки. Сравнение ЦМР для разных лет позволит более объективно оценить динамическую активность современных дюнных массивов.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00054 (https://rscf.ru/project/21-17-00054/).

1. Галанин А.А., Павлова М.Р. Позднечетвертичные дюнные образования (дъолкуминская свита) в Центральной Якутии (часть 2) // Криосфера Земли. 2019. Т. XXIII. № 1. С. 3–16. DOI:10.21782/KZ1560-7496-2019-1(3-16).

2. Павлова М.Р., Рудая Н.А., Галанин А.А., Шапошников Г.И. Строение и динамика развития дюнных массивов Вилюйского бассейна в позднечетвертичное время (на примере тукуланов Махатта и Кысыл-Сыр) // Сибирский экологический журнал. 2017. Т. 24. № 4. С. 473–486. DOI:10.15372/SEJ20170408.

3. Галанин А.А., Павлова М.Р., Шапошников Г.И., Лыткин В.М. Тукуланы: песчаные пустыни Якутии // Природа. 2016. № 11 (1215). С. 44–55.

4. Галанин А.А., Шишков В.А., Климова И.В. Фульгуриты: «автографы молний» в песчаных дюнах Якутии // Природа. 2017. № 5 (1221). С. 52–60.

АСТРОБЛЕМОВИДНЫЕ КОТЛОВИНЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ: НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ И РЕЛЬЕФЕ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

А.Н. Маккавеев[1], А.Л. Гуринов[1,4], А.Л. Александровский[1], С.В. Шварев[1,2], Н.Н. Луговой[1,3], В.А. Караваев[1]

[1] Институт географии РАН, г. Москва, Россия, aleksander.mackaveeff@yandex.ru
[2] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия
[3] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия
[4] Аграрно-технологический институт, РУДН, г. Москва, Россия

Аннотация. Представлены результаты изучения строения вала и рельефа котловин астроблемовидных озер Смердячье и Белое-Бардуковское на востоке Московской области: георадиолокационные разрезы, батиметрические и топографические профили, с использованием DGPS и БПЛА. В разрезах на валу оз. Смердячье документированы деформации, связанные с разжижением песчаной толщи во время импактного события, а также отобраны образцы нарушенного горизонта глин с органикой, свидетельствующие о его перемещении (опрокидывании) ≈10.1 кал. тыс. л. н. Полученные новые данные подтверждают гипотезу о космическом происхождении озер и уточняют возраст импактного события.

Ключевые слова: Центральная Россия; астроблема; метеоритный кратер; DGPS; георадар; БПЛА; возраст импактного события

ASTROBLEME HOLLOWS OF THE EASTERN PART OF THE MOSCOW REGION: NEW DATA ON THE STRUCTURE AND RELIEF (BASED ON THE RESULTS OF GEOMORPHOLOGICAL AND GEOPHYSICAL STUDIES)

A.N. Makkaveyev[1], A.A. Gurinov[1,4], A.L. Aleksandrovskiy[1], S.V. Shvarev[1,2], N.N. Lugovoy[1,3], V.A. Karavaev[1]

[1] Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2] Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Russia
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[4] Agrarian-Technological Institute, RUDN University, Moscow, Russia

Abstract. The results of studying the rampart structure and the bathymetry of the astrobleme lakes Smerdyachee and Beloe-Bardukovskoye in the east of the Moscow region are presented: GPR, bathymetric and topographic cross-sections, DGPS and UAV survey etc. In the lake rampart sections deformations associated with the liquefaction of the sand deposits during the impact event were documented and samples of disturbed organic clays were taken, indicating its displacement (overturn) about 10.1 cal ka BP. The new data obtained confirm the hypothesis of the impact origin of the lakes and clarify the age of the event.

Keywords: Central Russia; astrobleme; meteorite crater; DGPS; GPR; UAV; age of the impact event

В 140 км к юго-востоку от г. Москвы, у слияния небольших рек Воймега и Поля, принадлежащих бассейну Клязьмы – крупного притока р. Оки, расположено оз. Смердячье. Озеро находится на обширной речной террасе, общей для рек Поля и Воймега, имеет округлую форму и окружено валом. Максимальный размер зеркала воды 290 м. Его котловина, имеющая форму перевернутого конуса, уходит на аномально большую глубину – около 30 м, не характерную для озер такого размера в центре Восточно-Европейской равнины.

К настоящему времени уже не вызывает серьезных возражений то, что котловина озера образовалась в результате падения метеорита. Первым предположил это в 80-х гг. XX в. краевед из г. Рошаль Н.А. Филин. Дальнейшие исследования подтвердили его правоту [1–4]. Доказательства импактного генезиса котловины получены главным образом при изучении вала, окружающего озеро, который имеет ширину 50–70 м и возвышается над уровнем окружающей равнины на 1–2 м и на 4–5 м над урезом озера. В строении вала выделяется цокольный ярус (деформированные и приподнятые породы основания кратера, возникшие в результате «бульдозерного эффекта» взрывной волны – отжимания от центра кратера и смятия пород) и насыпной ярус (отложения выбросов из кратера). Породы основания разбиты надвигами и взбросами. Они вскрыты разрезами и прослеживаются на радарограммах. Деформации быстро затухают при удалении от озера. Для внутреннего строения вала также характерно опрокинутое залегание («перевернутость») слоев.

В насыпном ярусе, сложенном преимущественно песками, многочисленны обломки прочных подстилающих пород: белого каменноугольного известняка, кремнистых известняков, кремней, доломитов. В коренном залегании такие горные породы залегают в районе оз. Смердячье на глубине 63–69 м, а их мощность составляет около 38–42 м.

На внутренних склонах вала этот материал особенно обилен и залегает в приповерхностных горизонтах. За пределами вала оз. Смердячье каменный материал, кроме единичных гальки и гравия, отсутствует. Также в песках насыпного яруса были обнаружены стекловатые импактиты – остроугольные фрагменты пород красновато-коричневого цвета, сложенные мелкими обломками, сцементированными пузырчатой стекловатой массой, в которой при исследованиях с помощью электронного микроскопа были установлены оплавленные зерна кварца, полевого шпата и циркона, что является следствием частичного плавления пород, выброшенных из озерной котловины [3].

Некоторые черты строения свидетельствуют об участии карстовых процессов в функционировании озера и, частично, формировании его котловины. О периодических изменениях уровня воды, присущих карстовым озерам, можно судить и по стоящим на мелководье стволам, и по рассказам старожилов, а также по результатам исследования донных осадков, проведенного сотрудниками Института озероведения РАН [5].

Для уточнения характеристик рельефа озерной котловины, дна озера и окружающего его вала, строения отложений и характера деформаций в них проведен комплекс работ, включающий: 1) дистанционную съемку с использованием БПЛА Phantom-4; 2) геодезическую привязку и профилирование с помощью DGPS Trimble (рис. 1); 3) батиметрическую съемку с использованием эхолота Garmin; 4) геофизическое профилирование с использованием георадара Zond-12e с антеннами 300 и 500 МГц (рис. 2).

На основе дистанционных данных сделаны плановые фотосхемы, перспективные снимки, цифровые модели рельефа вала и котловины. Обработка и интерпретация радарограмм проводилась в ПО Prism 2.5 и RadExplorer 1.42 согласно стандартной методике [6]. Средняя глубинность (около 7–10 м) и разрешающая способность (первые десятки сантиметров) аппаратуры позволяют с относительно высокой точностью оценить мощность и особенности залегания отложений, слагающих приозерный вал и вскрытых скважинами и шурфами. Осуществлена документация разрезов-траншей через верхнюю часть озерного вала и инструментальное датирование образцов деформированного слоя глины с органикой.

По результатам обработки георадиолокационных данных в толще аллювиальных и флювиогляциальных отложений, слагающих террасу р. Поля, были выявлены многочисленные признаки деформаций (наклонные оси синфазности, пересечение осей синфазности и т.д.) (рис. 2). Ширина зоны деформаций составляет от 60 до 100 м (считая от уреза озера). Северный борт котловины озера более пологий, верхняя валовая толща как бы «надстраивает» подстилающую поверхность террасы (аллогенные отложения). Мощность верхней валовой толщи 2.5–3.0 м – пески с редкими признаками деформации, налегающие на исходные отложения террасы. Южный борт котловины озера более крутой, мощность верхней (аллогенной) валовой толщи здесь несколько меньше. Границы между отдельными пачками песков неровные, что фиксируется пересечением осей синфазности на радарограммах,

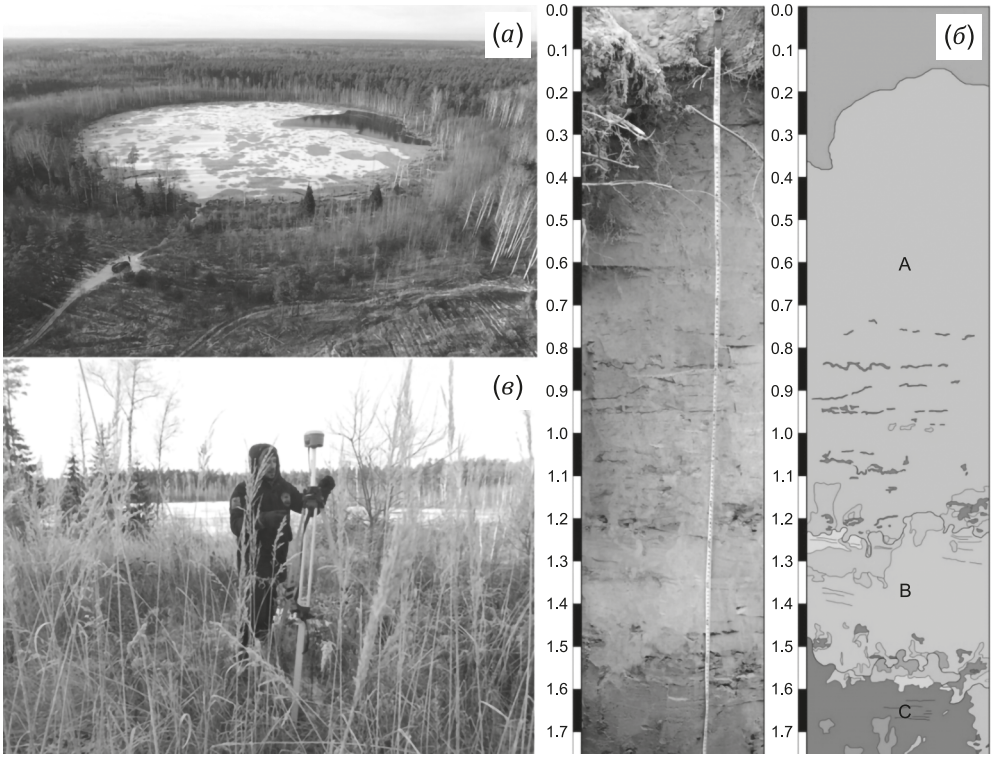


Рис. 1. Перспективное изображение оз. Смердячье с БПЛА Fanthom-4 (*а*), типичный разрез приозерного вала с дислоцированными рыхлыми отложениями (*б*) и высокоточное профилирование приозерного вала с помощью DGPS (*в*).

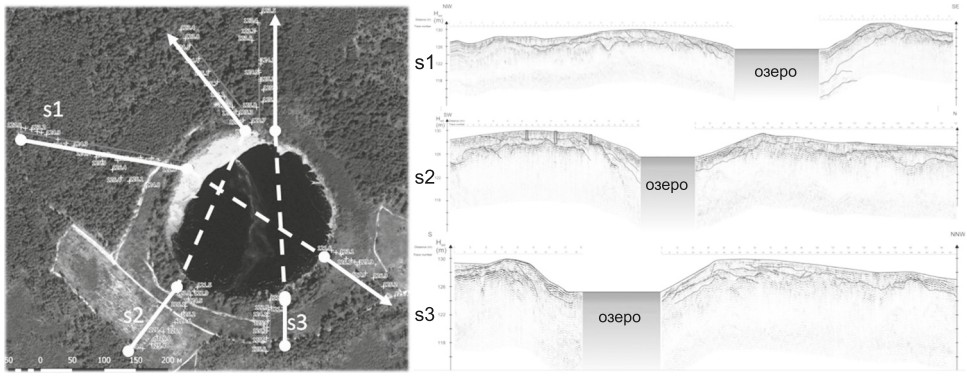


Рис. 2. Георадиолокационные профили вала, обрамляющего котловину оз. Смердячье (по линиям s1, s2 s3 – см. схему положения профилей слева).

множество выклинивающихся пачек. В подстилающих (аутигенных) породах на глубинах ок. 1.5–3.0 м (не были вскрыты шурфами) также отмечены многочисленные признаки деформации, а их амплитуда становится больше с увеличением глубины и по мере приближения к озеру. В отложениях встречаются редкие включения, вероятно это относительно крупные обломки горных пород, которые создают гиперболы дифракции. Таким образом, были собраны материалы, иллюстрирующие морфологическую и структурную асимметрию вала. Данные георадиолокации, наряду с морфологией вала и озерной котловины, могут быть интерпретированы как доказательство ее ударно-метеоритного генезиса (и не исключают вероятность последующей карстовой моделировки дна и бортов котловины, которая привела к переуглублению исходной импактной впадины).

На молодой возраст импактного события указывает хорошая сохранность кратера (котловины озера) и окружающего его вала в современном рельефе. Строение вала показывает, что исходная

почва на месте разрезов отсутствует, вероятно, она была уничтожена (содрана) под действием ударной волны. Примерно на уровне погребенной поверхности располагается переотложенная (при ударе) глинистая черная структура с органическими включениями (очевидно, озерные глины), состоящая из крупных и мелких фрагментов. Видны ее смятия и переслоение с песком. Из прослоев этих озерных глин получены радиоуглеродные датировки: 1) на глубине 105 см 9620±170 ^{14}C л. н. (Ki-19486) (10486–11398 кал. л. н.); 2) образец с глубины 130 см оказался несколько моложе – 9250±180 ^{14}C л. н. (Ki-19487) (10114–10897 кал. л. н.). Эти даты определяют нижний предел возраста события, которое произошло, по-видимому, сразу после формирования наиболее молодых слоев глин с органикой. Инверсия возрастов доказывает, что при образовании вала его отложения были перевернуты и прежние верхние слои озерных глин оказались залегающими под нижними слоями, что могло произойти только при перемещении отложений взрывом (ударной волной).

В глинисто-песчаной толще, слагающей вал, наблюдаются сильные постседиментационные изменения, связанные: с разжижением верхней песчаной толщи (фрагментирование глинистых прослоев, вертикальное перемешивание, гомогенизация), с пластическими (выдавливание) и, отчасти, хрупкими (трещинообразование) деформациями нижележащих глин (см. рис. 1, *в*). Взаимоотношение глин с вышележащими песками имеет сложный характер, и часто можно наблюдать проникновение песков в толщу глин по наклонным и вертикальным трещинам.

В ~12 километрах к юго-западу от оз. Смердячье расположено оз. Белое-Бардуковское с менее выраженным береговым валом и меньшей глубиной дна (около 20 м). Асимметричный рельеф дна с невысокой центральной горкой и двумя последовательно расположенными котловинами, трассирующимися по аз. 20–30°, наличие вала – все это, вероятно, также свидетельствует о метеоритном происхождении. Аналогичная, но менее выраженная асимметрия наблюдается и у котловины оз. Смердячье. По-видимому, оба озера – «свидетели» одного и того же события, по меньшей мере с двумя (или тремя) фрагментами метеорита, более крупный из которых сформировал котловину оз. Смердячье, глубина которого достигает кровли известняков и которое развивается в карстовом режиме, а другие – котловину оз. Белое-Бардуковское и, возможно, соседние впадины, дно которых кровли известняков не достигло. В окрестностях обоих озер, по предварительным данным, есть еще несколько потенциально импактных котловин, исследование которых необходимо для более детальной реконструкции события 10.1 тыс. л. н.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГ РАН (FMGE–2019–0005).

1. Кестлане Ю.В., Мелла К.Х. Новые вероятные четвертичные метеоритные кратеры СССР // Тезисы докладов XX всесоюзной метеоритной конференции. Таллинн–М.: Изд-во АН СССР, 1987. Ч. 1. С. 47–48.

2. Badyukov D.D., Brandstätter F., Ivanova M.A., Korochantsev A.V., Kurat G., Lorenz C.A., Nazarov M.A., Ntaflos T. The Smerdyachee Lake: A possible impact crater near Moscow, Russia // Lunar and Planetary Science. 2003. Vol. XXXIV. 1566.

3. Енгалычев С.Ю. Метеоритный кратер на востоке Московской области // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7: Геология. География. 2009. Вып. 2. С. 3–11.

4. Маккавеев А.Н., Бронгулеев В.Вад., Амелин И.И., Караваев В.А. Геоморфология района озера Смердячье и строение окружающего его вала // Геоморфология. 2016. № 2. С. 85–95. DOI:10.15356/0435-4281-2016-2-85-95.

5. Сапелко Т.В., Кузнецов Д.Д., Науменко М.А., Баянов Н.Г. К вопросу о происхождении озер средней полосы России // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VIII всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (10–15 июня 2013 г.). Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 561–563.

6. Старовойтов А.В. Интерпретация георадиолокационных данных: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 2008. 192 с.

СКЛОНОВОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ НА ЮГЕ СИБИРИ В КОНЦЕ ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА

Д.Г. Маликов

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия, dgmalikov@igm.nsc.ru

Аннотация. Изучение отложений древних логов позволило дополнить представление о палеогеографии Минусинской котловины в конце позднего неоплейстоцена. В интервале около 22–19 тыс. л. н. в регионе произошло некоторое увлажнение климата, которое способствовало активизации делювиального осадконакопления в предгорных районах и по межгорным долинам. На равнинных участках в это время продолжали накапливаться лёссовидные отложения, реже шло формирование ископаемых почв. В Западной и Восточной Сибири этому времени соответствует этап слабовыраженного педогенеза.

Ключевые слова: палеогеография; Енисей; Минусинская котловина; поздний неоплейстоцен; делювий

SLOPE SEDIMENTATION IN SOUTHERN SIBERIA AT THE END OF THE LAST GLACIAL PERIOD

D.G. Malikov

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

Abstract. The study of deposits of ancient ravines allowed us to supplement our understanding of the paleogeography of the Minusinsk Depression at the end of the Late Pleistocene. In the interval about 22–19 kyr BP, there was some climate humidification in the region, which promoted activation of deluvial sedimentation in the piedmont areas and along the intermountain valleys. At that time, loess-like sediments continued to accumulate in the plain areas, and fossil soils were formed less frequently. In Western and Eastern Siberia, the stage of weakly expressed pedogenesis corresponds to this time.

Keywords: paleogeography; Yenisei River; Minusinsk depression; Late Neopleistocene; deluvium

Лёссовая формация традиционно является одним из ключевых элементов палеогеографических и палеоклиматических реконструкций плейстоцена для умеренной климатической зоны. Основные элементы формации – лёссовые породы, ископаемые почвы и продукты переотложения тех и других [1]. Одним из наиболее хорошо и детально изученных районов распространения лёссовых пород Сибири является долина Енисея с типовым для этого региона Куртакским геоархеологическим районом. Серия куртакских разрезов располагается в Северо-Минусинской впадине и представляет собой отрезок левобережья Красноярского водохранилища протяженностью около 20 км между заливами Трифоновка и Ижуль. Здесь вскрываются отложения, предложенные в качестве региональных стратотипов для большинства горизонтов плейстоцена [2].

В то же время в Куртакском геоархеологическом районе относительно слабо охарактеризованы отложения верхней ступени верхнего звена неоплейстоцена, соответствующего MIS 2. В данном районе этой ступени соответствуют отложения трифоновского лёсса, со слаборазвитыми почвами и хорошо развитыми криогенными деформациями [1, 2]. В то же время отложения II надпойменной террасы Енисея и его притоков показывают более сложное строение отложений данного

временного этапа. Так, в этих отложениях могут встречаться хорошо развитые профили ископаемых почв (мощностью до 1 м) и прослои делювия [3]. Таким образом, для более всесторонней стратиграфической и палеогеографической характеристики региона необходим поиск дополнительных геологических разрезов к Куртакскому стратотипу.

В ходе палеонтолого-стратиграфических работ в регионе была обнаружена и изучена серия новых геологических разрезов, содержащих фаунистические остатки и профили ископаемых почв. Присутствие органики *in situ* позволило уточнить время формирования отложений и сопоставить их с климатическими событиями, зарегистрированными в типовом Куртакском разрезе, а также с одновозрастными событиями Западной и Восточной Сибири. Основой работы послужили два геологических разреза, расположенные в Южно- и Северо-Минусинской впадинах. Расстояние между ними по долине р. Енисей составляет ~145 км.

Первый разрез – «Шишкин лог» – находится северо-восточнее с. Быстрая Минусинского района Красноярского края. Лог располагается между хребтом Стрелка и безымянным хребтом, сложенными преимущественно песчаниками и аргиллитами Тубинской свиты девона и Быстрянской и Алтайской свит карбона [4]. В тальвеге оврага регулярно встречаются костные остатки крупных млекопитающих. В верхней части лога, недалеко от фермы, изучен разрез, вскрытый в левом борту ручья. Под слоем современной почвы вскрываются субаэральные отложения преимущественно делювиально-пролювиального генезиса, общей мощностью более 8 м.

Изначально возраст фауны этого местонахождения рассматривался как средненеоплейстоценовый [5], детальное изучение отложений и датирование фауны показало также наличие здесь отложений верхнего неоплейстоцена. В изученном разрезе обнаружено два стратиграфических уровня, содержащих костные остатки. Первый представлен палевыми слабоволнистыми суглинками, содержащими остатки носорога, ниже по оврагу в аналогичных отложениях обнаружен череп со смещенными нижними челюстями самки архара и фрагмент голени северного оленя (tibia, astragalus и calcaneus). Второй уровень находок представлен смесью песков, суглинков и глыб песчаников с остатками бизона. Вниз по оврагу от изученного обнажения в аналогичных отложениях обнаружена плечевая кость шерстистого носорога.

Для определения возраста вмещающих отложений некоторые остатки были подвержены ^{14}C-датированию. Для фрагмента кисти *Coelodonta antiquitatis* из нижнего костеносного уровня установлен возраст 30.0–28.8 тыс. л. н. (здесь и далее указан калиброванный возраст). Датирование остатков *Bison priscus* и *Coelodonta antiquitatis* из толщи песков и глыб песчаников показало возраст формирования отложений в интервале 21.9–20.2 тыс. л. н.

Разрез «Новоселово лог» располагается восточнее с. Новоселово Красноярского края. В разрезе вскрыт правый борт лога Новоселовского ~1400 м от устья. Описано обнажение протяженностью ~30 м и общей высотой около 3 м. В разрезе вскрывается толща волнисто-слоистых алевритов, перекрытых толщей гравийников с алевритистым заполнителем. Верхняя часть разреза сложена алевритами с прослоем ископаемой почвы. Таким образом, изучение отложений разреза «Новоселово лог» показало, что в исследованном обнажении представлены делювиально-пролювиальные отложения ручья. Среди палеонтологического материала, собранного в логе, только две кости обнаружены *in situ*. По плечевой кости *Ovis ammon* из слоя гравийников получена ^{14}C-датировка, показавшая возраст 19.8–19.2 тыс. л. н.

Условия формирования местонахождения «Новоселово лог» схожи с местонахождением «Шишкин лог». Оба местонахождения сформированы едиными тафономическими процессами и связаны с делювиально-пролювиальными отложениями ручьев в межгорных понижениях. При этом в обоих случаях активизация склонового осадконакопления приходится на середину MIS 2, что подтверждается результатами ^{14}C-датирования. Руководствуясь полученными результатами, можно предполагать наличие этапа увлажнения в регионе в интервале 22–19 тыс. л. н., в результате чего шла активизация делювиального осадконакопления. Вероятно, к этому же времени относится завершение формирования аллювиальной части разреза «Черноусов лог» [6], расположенного в 40 км южнее разреза «Новоселово лог».

В типовом Куртаксом районе данному временному интервалу соответствуют отложения трифоновского лёсса, сложенного лёссовидными супесями и алевритами. В основном мелкозернистый слоистый осадок на крутых склонах сменяется линзами разнозернистых песков с гравием и дресвой [2]. В этом смысле отложения Шишкиного и Новоселовского логов более схожи с отложениями чанинской толщи в Куртакском районе, для которой накопление грубого делювия – обычное событие [1].

В Западной Сибири вероятным стратиграфическим аналогом отложений Шишкиного и Новоселовского логов можно считать суминскую палеопочву [7], верхнюю ископаемую почву в котловине озера Аксор [8] и среднюю ископаемую почву разреза Усть-Чём [9]. На территории Приангарья вероятным стратиграфическим аналогом этих отложений следует считать среднесартанский (sr2) этап почвообразования [10].

Таким образом, проведенное исследование позволяет дополнить представление о палеогеографии территории Минусинской котловины в конце позднего неоплейстоцена. В интервале около 22–19 тыс. л. н. в регионе произошло некоторое увлажнение климата, которое способствовало активизации делювиального осадконакопления. Дальнейшие детальные исследования описанных и аналогичных разрезов позволят более достоверно интерпретировать это событие и, возможно, выделить новый стратиграфический и палеогеографический рубеж для данной территории.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

1. Дроздов Н.И., Чеха В.П. Реконструкция климатов позднего плейстоцена Средней Сибири (бассейн Енисея) по данным изучения лёссовой формации // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2000. Вып. 2. С. 175–188.

2. Дроздов Н.И., Чеха В.П., Хазартс П. Геоморфология и четвертичные отложения Куртакского геоархеологического района (Северо-Минусинская впадина). Красноярск: РИО КГПУ им. В.П. Астафьева, 2005. 112 с.

3. Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука, 1979. 286 с.

4. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Серия Минусинская. Лист N-46-XX (Абакан). Объяснительная записка / Ред. Ю.С. Александровский. М.: Московский филиал ВСЕГЕИ, 2019.

5. Маликов Д.Г. Крупные млекопитающие среднего-позднего неоплейстоцена Минусинской котловины, стратиграфическое значение и палеозоогеография: Дис. … канд. геол.-мин. наук. Томск, 2015. 227 с.

6. Маликов Д.Г., Вольвах А.О., Вольвах Н.Е., Савельева П.Ю., Овчинников И.Ю., Маликова Е.Л. Черноусов лог – новое местонахождение ископаемых млекопитающих позднего плейстоцена и голоцена в Минусинской котловине (геологическое строение и условия формирования) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2023. № 1. С. 12–20. DOI:10.20403/2078-0575-2023-1-12-20.

7. Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лёссово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Гео, 2012. 477 с.

8. Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Реконструкция изменений природной среды и климата позднего плейстоцена на юге Западной Сибири по отложениям озера Аксор // Археология, этнография и антропология Евразии. 2003. № 4 (16). С. 2–16.

9. Вольвах А.О., Вольвах Н.Е., Овчинников И.Ю., Маликов Д.Г., Щеглова С.Н. Свидетельства потеплений, записанные в лёссовых отложениях последнего оледенения, и динамика лёссонакопления в Северо-Западном Присалаирье (юго-восток Западной Сибири) // Геосферные исследования. 2020. № 3. С. 123–143.

10. Vorobieva G., Vashukevich N., Berdnikova N., Berdnikov I., Zolotarev D., Kuklina S., Lipnina E. Soil formation, subaerial sedimentation processes and ancient cultures during MIS 2 and the deglaciation phase MIS 1 in the Baikal–Yenisei Siberia (Russia) // Geosciences. 2021. Vol. 11. Iss. 8. 323. DOI:10.3390/geosciences 11080323.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ФОРМ ЭОЛОВОГО РЕЛЬЕФА НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (БАССЕЙН РЕКИ НАДЫМ)

Е.Л. Маликова

Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия, malikovael@igm.nsc.ru

Аннотация. На основе пространственного анализа с помощью данных дистанционного зондирования установлено разнообразие эолового рельефа. Рассмотрены закономерности распространения песчаных массивов в бассейне р. Надым. Результатом проведенного картографирования стала схема распространения эоловых форм рельефа в Надымском Приобье.

Ключевые слова: эоловые формы рельефа; дюны; север Западной Сибири; песчаный массив; пространственный анализ

SPATIAL ANALYSIS OF THE DISTRIBUTION OF AEOLIAN LANDFORMS IN THE NORTH OF WESTERN SIBERIA (NADYM RIVER BASIN)

E.L. Malikova

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia, malikovael@igm.nsc.ru

Abstract. On the basis of spatial analysis using remote sensing data, the variety of aeolian relief has been established. The distribution patterns of sand massifs in the Nadym River basin were considered. The result of the mapping was a scheme of the distribution of aeolian forms relief in the Nadym Ob area.

Keywords: aeolian landforms; dunes; northern West Siberia; sand massif; spatial analysis

Многие ученые, которые изучают эоловый рельеф, сталкиваются с проблемой описания и выделения форм или типов различных дюн. Еще в 40-х гг. XX в. в Северной Америке были предприняты попытки классифицировать эоловые формы. В своей работе Ф.А. Мелтон разделил дюны на поверхности, где есть растительность, и те, где нет растительности [1]. Дж. Хак в своем исследовании показал три основных фактора, которые влияют на развитие эолового рельефа: ветер, растительность (отсутствие) и источник песка [2, 3]. С.Г. Фрайбергер в своих исследованиях выделял различные типы дюн и связанные с ними режимы ветров [4]. Важными исследованиями для отечественной науки занимался В.А. Обручев, уделяя внимание формированию эоловых форм рельефа [5]. Классификацией эоловых форм занимался Б.А. Федорович [6, 7], который считал, что многообразие эоловых форм связано, в первую очередь, с режимом ветров. С ним был согласен А.Р. Арнагельдыев, занимаясь морфодинамикой эолового рельефа [8]. А также большой вклад внес В.П. Чичагов, говоря о «всюдности» эолового рельефообразования [9].

Большое разнообразие песчаных дюн затрудняет их классификацию. Три основных фактора влияют на форму дюны [10]:

- скорость, направление и повторяемость ветра,
- наличие растительного покрова,
- размер зерна.

В рамках этого исследования была выбрана территория на севере Западной Сибири, Надымское Приобье. Север Западной Сибири занимает большую часть Западно-Сибирской равнины: от

Карского моря до средней Оби [11]. Территория Надымского Приобья находится в подзоне северной тайги, недалеко от г. Надым, в бассейне р. Надым [12, 13].

Эоловый рельеф хорошо и очень четко отображается на спутниковых снимках. Первой была проклассифицирована основная дюна (рис. 1, массив 1), расположенная на второй надпойменной террасе р. Надым в 30 км к юго-востоку от г. Надым [13, 14].

Для выделения эоловых форм рельефа за основу была взята классификация Б.А. Федоровича [7]. Для уточнения распространения эолового рельефа в изучаемом районе был изучен еще один песчаный массив, расположенный в 90 км вверх по течению реки (рис. 1, массив 2).

Для изучения распространения дюнных массивов в пределах изучаемой территории использовались данные дистанционного зондирования: тайлы, космоснимки, цифровые модели рельефа. Космоснимок помог увидеть формы рельефа, крупную растительность (древостой, кустарники). Он был скачен с помощью программного комплекса SAS Planet, данные с сервера Яндекс.Карты. Тайлы – растровые ячейки, в них заложены данные высот местности. Они помогают увидеть микропонижения, формы рельефа (Маликова, 2019). Вся обработка производилась в программном комплексе ArcGIS Pro. При обработке снимков выделялись основные дешифровочные признаки эолового рельефа. Эоловые формы рельефа выделялись на основе визуальных данных, полученных с космоснимка, и данных рельефа, полученных с тайлов высот и оцифровки. Дополнительные обработки данных не применялись.

Песчаные массивы хорошо видны на космоснимках (рис. 2). Незакрепленные пески выделяются светлым тоном и выглядят вытянутыми полосами. Цвет меняется от светло-желтого до серо-желтого, в зависимости от закрепленности песчаных массивов растительностью.

По результатам анализа получилось, что основной формой являются комплексы полукруглых и параболических дюн, как и на модельной дюне. Эти дюны возникают при преобладании одного направления ветра.

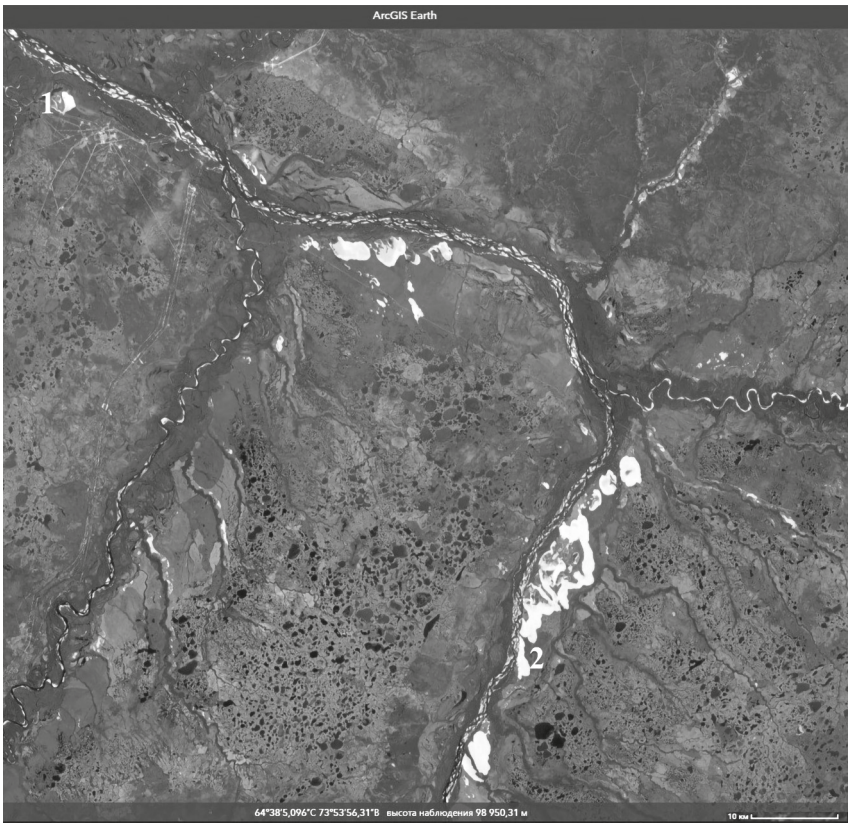


Рис. 1. Район работ (источник ArcGIS Earth):
1 – основной песчаный массив; 2 – песчаный массив вверх по течению р. Надым.

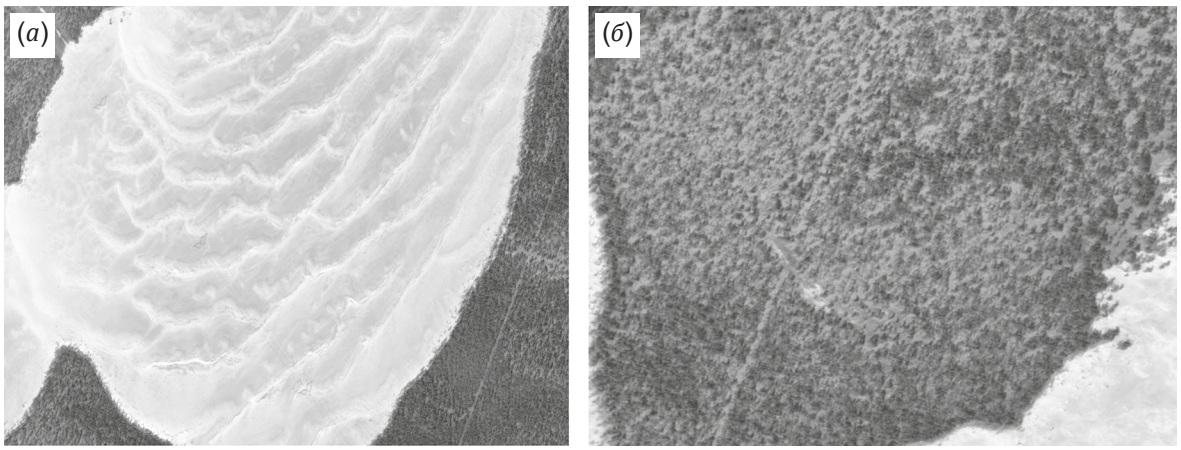


Рис. 2. Незакрепленный (*а*) и закрепленный (*б*) песчаные массивы (источник ArcGIS Earth).

Интересно, что две дюны имеют некоторые различия: на втором песчаном массиве не определяются дюны с полигонально-жильными трещинами, а также отсутствуют кольцевые дюны. Отсутствие кольцевых дюн, возможно, связано с несколько более стабильным ветровым режимом на данном участке речной долины. Также на исследуемой дюне могут быть отмечены прибрежные валы, которые не отмечены для модельной дюны [14]. Помимо этого, еще одним существенным различием данных дюн является незначительная техногенная нарушенность второй дюны в сравнении с модельной, где четко фиксируются антропогенные изменения.

Исходя из выделенных форм эолового рельефа, можно заключить, что ветер на втором песчаном массиве более стабилен. Основные дюны, которые занимают большую часть территории песчаного раздува, расположены по направлению юго-восток. В то же время с северо-запада раздув подмывается рекой, возможно, поэтому на данном песчаном массиве не формируются формы рельефа, связанные с действием ветров северо-западного направления.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

1. Melton F.A. A tentative classification of sand dunes. Its application to dune history in the Southern High Plains // The Journal of Geology. 1940. Vol. 48. Iss. 2. P. 113–174.

2. Hack J.T. Dunes of the Western Navajo country // Geographical Review. 1941. Vol. XXXI. Iss. 2. P. 240–263.

3. McKee E.D. Introduction to a study of global sand seas // A study of global sand seas / McKee E.D. (Ed.). USGS Professional Paper. 1979. № 1052. P. 1–19.

4. Fryberger S.G., Dean G. Dune forms and wind regime // A Study of Global Sand Seas // McKee E.D. (Ed.). USGS Professional Paper. 1979. № 1052. P. 137–169.

5. Обручев В.А. Кучевые пески как особый тип песчаных скоплений // Избранные работы по географии Азии. Т. 3. М.: Географгиз, 1951. 390 с.

6. Федорович Б.А. Вопросы классификации песков для картирования на примерах Западной Туркмении // Землеведение. Сборник Московского общества испытателей природы. Т. V. М.: Изд-во МГУ, 1960. С. 9.

7. Федорович Б.А. Динамика и закономерности рельефообразования пустынь. М.: Наука, 1983. 238 с.

8. Арнагельдыев А.Р. Морфодинамика эолового рельефа песчаных пустынь. Ашхабад: Ылым, 1990. 164 с.

9. Чичагов В.П. Всюдность и уникальность эолового рельефообразования // Проблемы устойчивого развития в современной географической науке и образовании: Материалы всероссийской молодежной школы-семинара (20–22 апреля 2004 г.). Томск: Дельтаплан, 2004. С. 29–40.

10. Tsoar H. Types of aeolian sand dunes and their formation // Geomorphological Fluid Mechanics / N.J. Balmforth, A. Provenzale (Eds). Berlin, Heidelberg: Springer, 2001. P. 403–429. DOI:10.1007/3-540-45670-8_17.

11. Климатическая характеристика зоны освоения нефти и газа Тюменского севера / Ред. К.К. Казачкова. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 200 с.

12. Никулина Е.Л. Позднеголоценовые эоловые формы рельефа Надымского Приобья // Материалы IX Сибирской конференции молодых ученых по наукам о Земле (19–23 ноября 2018 г.). Новосибирск: НГУ, 2018. С. 420–422.

13. Маликова Е.Л. Картографирование эоловых форм рельефа Надымского Приобья // Географические исследования Сибири и сопредельных территорий: Материалы международной географической конференции, посвященной 90-летию со дня рождения академика В.В. Воробьева (21–25 октября 2019 г.). Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2019. С. 510–513.

14. Маликова Е.Л. Об эоловых формах рельефа на примере Надымского Приобья // Ученые записки Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского. География. Геология. 2020. Т. 6 (72). № 3. С. 321–334.

ИЗМЕНЕНИЕ СТОКА НАНОСОВ С ТЕРРИТОРИИ ВОДОСБОРА ЯКУТСКОЙ АГЛОМЕРАЦИИ В РЕЗУЛЬТАТЕ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ

К.А. Мальцев[1], С.Р. Чалов[2], М.А. Иванов[1], Т.С. Мальцева[1]

[1] Институт экологии и природопользования, Казанский федеральный университет, г. Казань, Россия, mlcvkirill@mail.ru

[2] Московский государственный университет, г. Москва, Россия

Аннотация. Исследуется изменение стока наносов за два периода – 1966–1985 и 1986–2019 гг. с территории водосбора, расположенного в среднем течении р. Лены в районе г. Якутска в связи с лесными пожарами. Исследование выполнено с использованием моделирования эрозионно-аккумуляционных процессов и измеренных данных о стоке взвешенных наносов. Тренды стока наносов в пределах водосбора у г. Якутска и в р. Лене согласованы между собой. Модельный сток наносов с водосбора увеличился с 0.97 до 3.00, а сток взвешенных наносов в Лене увеличился с 7.08 до 9.45 т/км^2 в год. Наиболее вероятной причиной увеличения стока с территории данного водосбора является сокращение лесов в результате лесных пожаров.

Ключевые слова: Лена; эрозия почв; аккумуляция; сток наносов; лесные пожары

SEDIMENT YIELD DYNAMICS FROM THE TERRITORY OF THE YAKUTSK CATCHMENT AREA AS A RESULT OF WILDFIRES

K.A. Maltsev[1], S.R. Chalov[2], M.A. Ivanov[1], T.S. Maltseva[1]

[1] Institute of Ecology and Environment, Kazan Federal University, Kazan, Russia

[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract. The sediment yield changes for two periods – 1966–1985 and 1986–2019 is studied for the catchment area located in the middle reaches of the Lena river near the city of Yakutsk due to forest

fires. The study was carried out using modeling of erosion/accumulation processes and measured data of suspended sediments yield. Sediment yield trends within the catchment near the city of Yakutsk and in the Lena river agreed among themselves. The model sediment yield from the watershed increased from 0.97 to 3 t/km^2, while the suspended sediment yield in the Lena increased from 7.08 to 9.45 t/km^2 per year. The most likely reason for the increase is due to the reduction of forests as a result of wild fires.

Key words: Lena River; soil erosion; deposition; sediment yield; forest fires

Река Лена – самая крупная река Арктики, большая часть бассейна которой расположена в зоне распространения многолетнемерзлых пород. Современные изменения климата, которые выражаются в интенсификации самых разнообразных природно-антропогенных процессов (деградация криолитозоны, лесные пожары и т.д.), ведут к изменению потоков воды, наносов, химических веществ и тепла в Северный Ледовитый океан [1]. В последнее время территории лесных водосборов и территория бассейна р. Лены подвергаются опустошительным лесным пожарам [2], которые приводят к самым разным последствиям, в том числе к увеличению стока наносов с территории водосборов. Большая роль лесных пожаров в увеличении жидкого и твердого стока с территории водосборов подтверждается как отечественными, так и зарубежными авторами [3–5]. Исследуемая территория бассейна р. Лены не раз становилась объектом изучения эрозионно-аккумуляционных процессов. Здесь можно упомянуть работы, выполненные: сотрудниками Сибирского отделения РАН [6], Московского государственного университета [7], Казанского университета [8, 9]. Кроме этого, оценка эрозионных потерь почвы выполнялась в бассейне р. Лены в рамках реализации глобальных моделей эрозии и стока наносов [10, 11]. Однако в рамках этих исследований не оценивалась динамика стока наносов в результате изменений, произошедших в земном покрове вследствие прошедших здесь пожаров.

Соответственно, целью исследования является оценка динамики стока наносов с территории равнинного водосбора с сильно измененным земным покровом в результате воздействия лесных пожаров.

Исследуемый водосбор располагается в пределах равнинного рельефа Приленского плато. Водосбор объединяет бассейны рек, впадающих в Лену в районе г. Якутска между Табагинским и Кангаласским мысами. Водосбор имеет площадь 15740 км^2. Высотные отметки водосбора изменяются в диапазоне от 74 до 423 м. Геологическое строение водосбора в основном представлено терригенно-обломочными осадочными породами в возвышенной части водосбора, а также аллювиальными породами ближе к руслу р. Лены [12]. Изучаемая территория характеризуется среднемноголетней температурой –8.86 °С и слоем выпадающих осадков в 237 мм. Несмотря на отрицательные среднемноголетние годовые температуры в течение мая, июня, июля, августа и сентября, здесь наблюдаются положительные температуры, которые позволяют сформироваться поверхностному стоку. Почвы водосбора представлены следующими типами почв: палевые осолоделые; палевые карбонатные; боровые пески; черноземы обыкновенные; луговые; пойменные кислые.

Для среднемноголетней оценки бассейновой эрозии, а также для стока наносов с территории водосбора была использована модель баланса эрозионно-аккумулятивных процессов WaTEM/SEDEM [13, 14].

Методика состоит из трех этапов. На первом этапе выполняется оценка потенциальных потерь почвы в пределах каждого пикселя на основе уравнения RUSLE (1) [15]:

$$E=R\cdot K\cdot LS_{2D}\cdot C\cdot P\,, \qquad (1)$$

где E – среднемноголетние потери почв (кг·м$^{-2}$·год$^{-1}$), R – эрозионный потенциал осадков (МДж·мм·м$^{-2}$·час$^{-1}$·год$^{-1}$), K – смываемость почвы (кг·час·МДж$^{-1}$·мм$^{-1}$), LS_{2D} – эрозионный потенциал рельефа (безразмерный), C – почвозащитный коэффициент растительности (безразмерный), P – коэффициент противоэрозионных мероприятий.

На втором этапе оценивается транспортирующая способность каждого пикселя на основе уравнения (2):

$$TC=ktcRK(LS_{2D}-4.1S)\,, \quad (2)$$

где ТС – транспортирующая способность (кг·м$^{-2}$·год$^{-1}$); ktc –коэффициент транспортирующей способности, зависящий от типа земного покрова; S – значение градиента угла наклона; R (МДж·мм·м$^{-2}$× ×час$^{-1}$·год$^{-1}$) – значение эродирующей способности осадков, К (кг·час·МДж$^{-1}$·мм$^{-1}$) – смываемость почвы, LS_{2D} (безразмерная) – эрозионный потенциал рельефа.

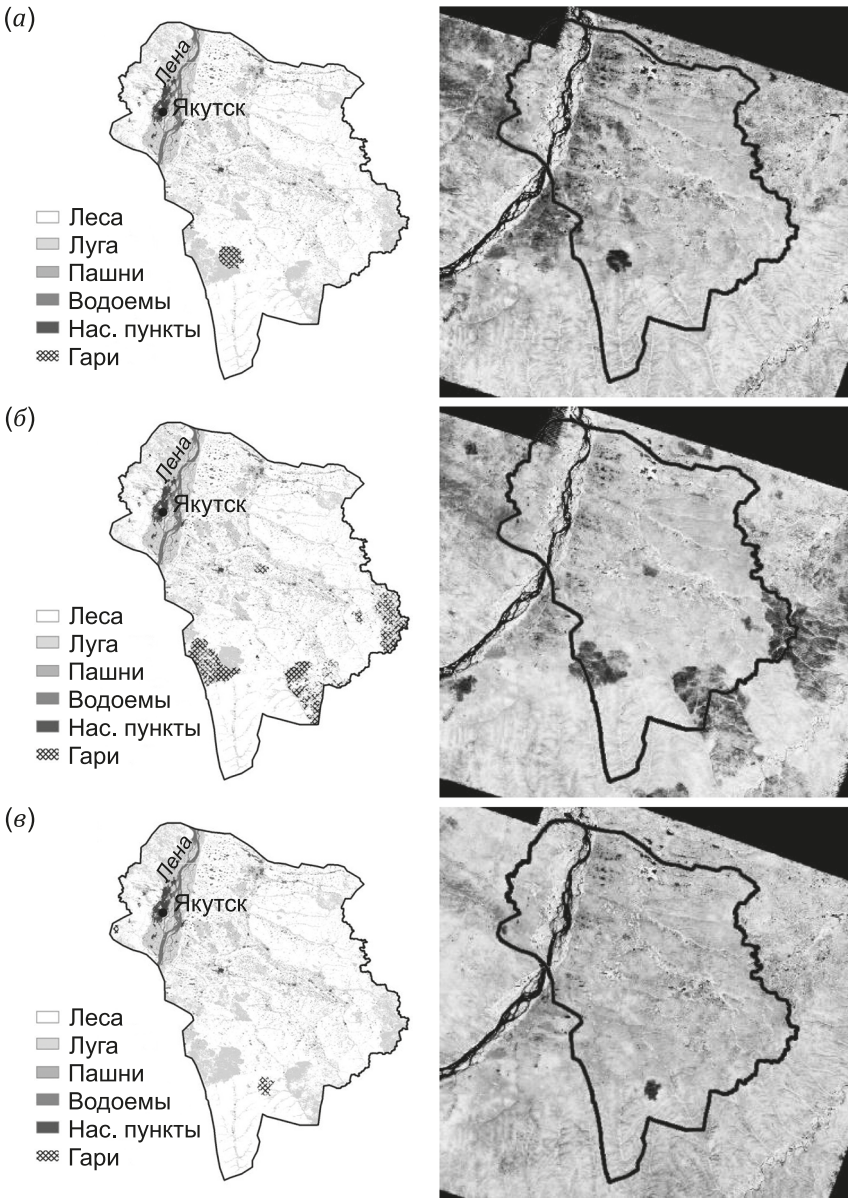
На третьем этапе количество смываемой почвы сравнивается с транспортирующей способностью. При этом для каждой ячейки количество поступивших со склонов выше наносов добавляется к количеству наносов, произведенных эрозией в этой ячейке. Если сумма поступивших в расчетную ячейку наносов и наносов, сформированных за счет развития эрозии в пределах данной ячейки ниже, чем транспортирующая способность потока, то все наносы направляются дальше вниз по склону. Если эта сумма превышает транспортирующую способность потока, то сток наносов из ячейки ограничивается транспортирующей способностью потока.

Для расчетов были использованы следующие картографические модели: рельефа, смываемости почвы; землепользования; эрозионной интенсивности дождевых осадков; модель почвозащитного коэффициента растительности (С-Фактор). Среднемноголетняя интенсивность стока наносов, полученная WaTEM/SEDEM, сопоставлялась с расходом взвешенных наносов на ближайшем гидрологическом посту, замыкающем для исследуемого водосбора. Для сравнительного анализа был использован гидрологический пост на Табагинском мысу. Для работы была использована растровая модель пространственных данных и шаг сетки, равный 100 м.

В качестве исходных данных для моделирования были использованы следующие данные: рельеф – глобальная модель рельефа «Viewfinder Panoramas» [16]; смываемость почв – данные «Единого государственного реестра почвенных ресурсов» России (http://egrpr.esoil.ru/); землепользование и модель почвозащитного коэффициента растительности – модель Global land cover and land use 2019, разработанная группой исследователей университета Мерилэнд [17] и GlobeCover2009 [18]; эрозионная интенсивность дождевых осадков оценивалась на основе данных исследования "Global rainfall erosivity assessment based on high-temporal resolution rainfall records" [19] и данных об изменении выпадения осадков ВНИГМИ МЦД (http://meteo.ru/).

Анализ данных моделирования стока наносов с территории водосборов рек водосбора «Якутск» показывает увеличение стока наносов в пределах водосбора и имеет аналогичную динамику с измеренными данными на посту пос. Табага. В то же время динамика увеличения стока наносов в пределах водосбора намного выше увеличения стока наносов в реке. Сток наносов, поступающих с территории водосборов рек на этом водосборе за два рассмотренных периода, увеличился с 0.97 до 3.05 т/км^2 в год, а сток наносов по посту Табага равен 7.08 т/км^2 по данным 1966–1985 гг. и 9.45 т/км^2 в год – в интервале 1986–2019 гг. [20]. Увеличение стока наносов с территории водосбора «Якутск» вызвано сокращением площади лесной растительности и увеличением площади луговой растительности, о чем свидетельствуют данные о динамике земного покрова. Такое резкое увеличение (около 19–20 %) доли луговой растительности может быть объяснено появлением луговых сообществ на месте прошедших здесь лесных пожаров в 2000-х гг. (рисунок). В то же время данные о столь резком (19–20 %) сокращении лесов, несмотря на всю катастрофичность положения с лесными пожарами в Якутии [2], представляются немного завышенными. Так, по данным модели «Global Forest Change» [21], сокращение лесов за период с 2000 по 2019 г. составило 10.6 %, что также очень много. В целом динамика бассейновой эрозии на модельном водосборе «Якутск» отражает основную тенденцию по трансформации стока наносов в бассейне Лены, проявляющуюся в росте стока наносов на посту Табага.

Кроме этого, необходимо отметить, что в целом в период с 1986 по 2019 г. вся территория исследуемого водосбора «Якутск» характеризуется очень небольшими значениями эрозионных потерь почвы, составляющими в среднем 0.03 т/га в год. В то же время эта цифра характерна для всего водосбора и получена с учетом аккумуляции части смытого материала на водосборе. Если



Расположение разновременных лесных пожаров в пределах территории исследования:
(*а*) – 2009 г.; (*б*) – 2011–2012 гг.; (*в*) – 2019 г.

рассматривать только территории, подвергающиеся эрозии, то можно сказать, что здесь смыв будет составлять около 0.1 т/га в год. Эрозии наблюдаются в пределах 98 % площади рассматриваемого водосбора. Высокие значения эрозии на водосборе, как правило, соответствуют крутому левому склону р. Лены; кроме этого относительно высокие значения эрозионных потерь почвы характерны для правых берегов притоков р. Лены. Также большие значения потерь почвы характерны для участков, пройденных в прошлом пожарами.

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда (проект № 21-17-00181) – математическая и статистическая обработка данных, Российского научного фонда (проект № 22-17-00025) – разработка методики, сбор и подготовка данных.

1. Nummelin A., Ilicak M., Li C., Smdsrud L.H. Consequences of future increased Arctic runoff on Arctic Ocean stratification, circulation, and sea ice cover // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2016. Vol. 1. Iss. 121. C. 617–637. DOI:10.1002/2015JC011156.

2. Чевычелов А.П. Лесные пожары в Якутии и их влияние на почвенный покров в аспекте прогнозируемого изменения климата // Вестник СВФУ. Серия: Науки о Земле. 2019. № 1 (13). С. 55–67. DOI:10.25587/SVFU.2019.13.27557.

3. Краснощеков Ю.Н. Почвы горных лесов Прибайкалья и их трансформация под влиянием пожаров // Почвоведение. 2018. № 4. С. 387–401. DOI:10.7868/S0032180X18040019.

4. Jumps N., Gray A.B., Guilinger J.J., Cowger W.C. Wildfire impacts on the persistent suspended sediment dynamics of the Ventura River, California // Journal of Hydrology: Regional Studies. 2022. Vol. 41. 101096. DOI:10.1016/j.ejrh.2022.101096.

5. Vieira D.C.S., Borelli P., Jahanianfard D., Benali A., Scarpa S., Panagos P. Wildfires in Europe: Burned soils require attention // Environmental Research. 2023. Vol. 217. 114936. DOI:10.1016/j.envres.2022.114936.

6. Рыжов Ю.В. Эрозионно-аккумулятивные процессы в бассейнах малых рек юга Восточной Сибири // География и природные ресурсы. 2009. № 3. С. 94–101.

7. Литвин Л.Ф., Кирюхина З.П., Краснов С.Ф., Добровольская Н.Г., Горобец А.В. География динамики земледельческой эрозии почв Сибири и Дальнего Востока // Почвоведение. 2021. № 1. С. 136–148. DOI:10.31857/S0032180X2101007X.

8. Шынбергенов Е.А., Ермолаев О.П. Потенциальная эрозия почв бассейна р. Лена // Вестник Удмуртского университета. Серия: Биология. Науки о Земле. 2017. Т. 27. № 4. С. 513–528.

9. Maltsev K., Ivanov M. Comparative study on sediment delivery from two small catchments within the Lena River, Siberia // Water. 2022. № 14 (19). 3055. DOI:10.3390/w14193055.

10. Borrelli P., Robinson D.A., Fleischer L.R., Lugato E., Ballabio C., Alewell C., Meusburger K.,Modugno S. et al. An assessment of the global impact of 21st century land use change on soil erosion // Nature Communications. 2017. Vol. 8. Iss. 1. 2013. DOI:10.1038/s41467-017-02142-7.

11. Cohen S., Kettner A.J., Syvitski J.P.M., Fekete B.M. WBMsed, a distributed global-scale riverine sediment flux model: Model description and validation // Computers & Geosciences. 2013. Vol. 53. P. 80–93. DOI:10.1016/j.cageo.2011.08.011.

12. Hartmann J., Moosdorf N. The new global lithological map database GLiM: A representation of rock properties at the Earth surface: TECHNICAL BRIEF // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2012. Vol. 13. Iss. 12. Q12004. DOI:10.1029/2012GC004370.

13. Van Rompaey A.J.J., Verstraeten G., Van Oost K., Govers G., Poesen J. Modelling mean annual sediment yield using a distributed approach // Earth Surface Processes and Landforms. 2001. Vol. 26. Iss. 11. P. 1221–1236. DOI:10.1002/esp.275.

14. Verstraeten G., Prosser I.P., Fogarty P. Predicting the spatial patterns of hillslope sediment delivery to river channels in the Murrumbidgee catchment, Australia // Journal of Hydrology. 2007. Vol. 334. Iss. 3–4. P. 440–454. DOI:10.1016/j.jhydrol.2006.10.025.

15. Renard K.G., Foster G.R., Weesies G.A., McCool D.K., Yoder D.C. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE). Agricultural Handbook. 1997. № 703. 404 p.

16. Melkonian A.K., Wilis M.J., Pritchard M.E., Stewart A.J. Recent changes in glacier velocities and thinning at Novaya Zemlya // Remote Sensing of Environment. 2016. Vol. 174. P. 244–257. DOI:10.1016/j.rse.2015.11.001.

17. Hansen M.C., Potapov P.V., Pickens A.H., Tyukavina A., Hernandez-Serna A., Zalles V., Turubanova S., Kommareddy I. et al. Global land use extent and dispersion within natural land cover using Landsat data // Environmental Research Letters. 2022. Vol. 17. Iss. 3. 034050. DOI:10.1088/1748-9326/ac46ec.

18. Arino O., Ramos P., Jose J., Kalogirou V., Bontemps S., Defourny P., Van Bogaert E. Global land cover map for 2009 (GlobCover 2009). 2012. DOI:10.1594/PANGAEA.787668.

19. Panagos P., Borelli P., Meusburger K., Yu B., Klik A., Lim K.J., Yang J.E., Ni J. et al. Global rainfall erosivity assessment based on high-temporal resolution rainfall records // Scientific Reports. 2017. № 7. 4175. DOI:10.1038/s41598-017-04282-8.

20. Магрицкий Д.В., Банщикова Л.С. Реакция стока наносов в бассейне р. Лены на изменения климата и хозяйственную деятельность // Динамика и взаимодействие геосфер Земли: Материалы

всероссийской конференции с международным участием, посвященной 100-летию подготовки в Томском государственном университете специалистов в области наук о Земле (8–12 ноября 2021 г.). Томск: Томский ЦНТИ, 2021.С. 61–64.

21. Hansen M.C., Potapov P.V., Moore R., Turubanova S.A., Tyukavina A., Thau D., Stehman S.V., Gortz S.J. et al. High-resolution global maps of 21st-century forest cover change // Science. 2013. Vol. 342. Iss. 6160. P. 850–853. DOI:10.1126/science.1244693.

ВЛИЯНИЕ РАННЕХВАЛЫНСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ КАСПИЯ НА СТРОЕНИЕ ДОЛИНЫ ВОЛГИ И ЕЕ ПРИТОКОВ (КЛЮЧЕВОЙ УЧАСТОК МАЛЫЙ КАРАМАН, САРАТОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Е.Ю. Матлахова[1], Р.Р. Макшаев[1], А.А. Бердникова[1], Д.М. Лобачева[1], Е.И. Лысенко[1], Н.Т. Ткач[2], Т.А. Янина[1]

[1] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, matlakhova_k@mail.ru

[2] Московский филиал ВСЕГЕИ, г. Москва, Россия

Аннотация. Раннехвалынская трансгрессия Каспия является одной из крупнейших в позднем плейстоцене, в связи с этим в долине Волги и ее притоков формировался обширный палеоэстуарий. Формирование террас в речных долинах региона, таким образом, тесно связано с трансгрессивно-регрессивной динамикой Каспийского моря. В данной работе рассматривается ключевой участок долины р. Малый Караман (левый приток Волги), его морфология и строение, литологический состав и возраст отложений, слагающих террасы, для установления влияния раннехвалынской трансгрессии Каспия на строение долины.

Ключевые слова: раннехвалынская трансгрессия Каспия; строение речных долин; Среднее Поволжье

THE INFLUENCE OF THE EARLY KHVALYNIAN TRANSGRESSION OF THE CASPIAN SEA ON THE STRUCTURE OF THE VOLGA RIVER AND ITS TRIBUTARIES VALLEYS (MALIY KARAMAN KEY SITE, SARATOV REGION)

E.Yu. Matlakhova[1], R.R. Makshaev[1], A.A. Berdnikova[1], D.M. Lobacheva[1], E.I. Lysenko[1], N.T. Tkach[2], T.A. Yanina[1]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, matlakhova_k@mail.ru

[2] Moscow Department of VSEGEI, Moscow, Russia

Abstract. The Early Khvalynian transgression of the Caspian is the one of the largest in the Late Pleistocene. In connection with this, an extensive paleoestuary was formed in the valleys of the Volga River and its tributaries. Thus, formation of terraces in the river valleys of the region is closely related to the transgressive-regressive dynamics of the Caspian Sea. In this paper we discuss the results of the key study in the valley of the river Maliy Karaman (left tributary of the Volga River), its morphology and structure, lithological composition and age of the terrace deposits, to establish the influence of the Early Khvalynian transgression of the Caspian Sea on the structure of the valley.

Keywords: Early Khvalynian transgression of the Caspian Sea; structure of river valleys; Middle Volga region

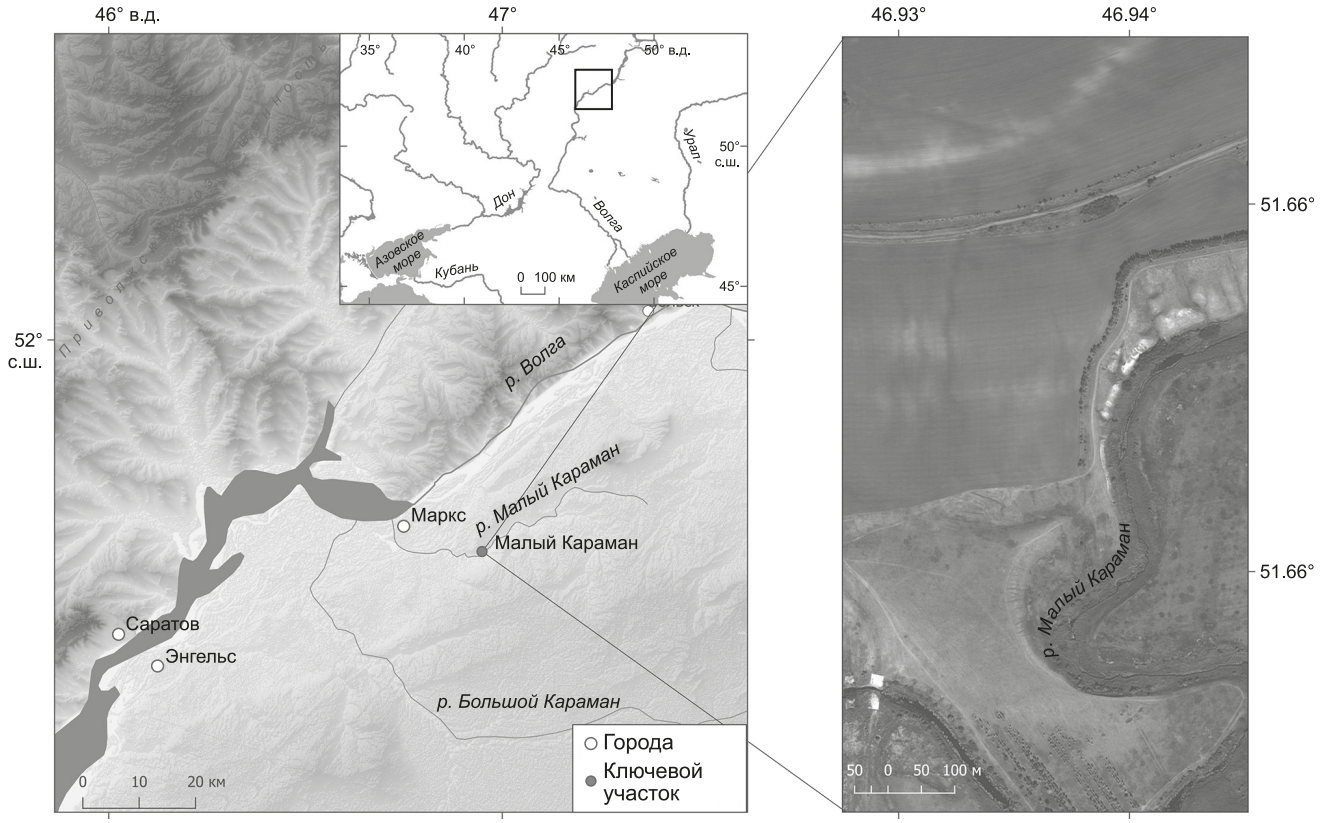
Раннехвалынская трансгрессия Каспийского моря является одной из крупнейших в позднем плейстоцене. По мнению большинства исследователей, положение максимального уровня береговой линии достигало абсолютных отметок 45–48 м, а площадь бассейна – более 900 тыс. км^2 [1–4 и др.]. По другим представлениям [5], максимальный уровень раннехвалынского бассейна не превышал отметок 30 м абс. При этом все исследователи сходятся во мнении, что в раннехвалынский этап в долине р. Волги формировался обширный палеоэстуарий.

В долине р. Волги от Самарской Луки и до ее выхода на Прикаспийскую низменность (низовья р. Еруслан) выделяется четыре террасовых уровня [2, 6–8]. Первая терраса Волги располагается примерно на 16–18 м абс. высоты (~до 4–6 м над урезом водохранилища) и в Среднем Поволжье единственная из всех сложена чисто аллювиальными отложениями и сформирована деятельностью реки без влияния моря. Все более высокие террасовые уровни в Среднем Поволжье (по крайней мере ниже по течению от Самарской Луки) – это хвалынские террасы, формирование которых определялось трансгрессивно-регрессивной динамикой Каспия. В Среднем Поволжье раннехвалынские террасы выделяются на высоте 20–22 и 45–48 м абс., также на некоторых участках между ними выделяется уровень 30–32 м абс. [2, 8, 9]. Состав отложений, слагающих эти террасы, различен. Терраса 20–22 м абс. сложена преимущественно слоистыми, массивными темно-коричневыми глинами, получившими название «шоколадные глины», с частыми прослоями светло-коричневых алевритов. Формирование этих отложений связывают с озерно-лиманными, эстуарными условиями и относят ко второй раннехвалынской (либо среднехвалынской) стадии [10, 11]. Накопление шоколадных глин, согласно мнению большинства исследователей, соответствует этапу формирования террасы на уровнях 20–22 м абс. Однако отдельные данные свидетельствуют о том, что шоколадные глины слагают и террасовые уровни 30–35 м абс., что подтверждается данными по геологическому строению на нескольких опорных разрезах Среднего Поволжья [8]. В составе этой (30–35 м абс.) террасы раннехвалынские отложения слагают лишь самую верхнюю ее часть и представлены слоистыми светло-коричневыми песками и суглинками, под которыми залегают мощные аллювиальные и лёссовидные отложения позднехазарского и ранневалдайского комплексов [12].

В настоящее время основные представления о раннехвалынском этапе опираются на результаты, полученные по опорным разрезам Нижнего Поволжья. Согласно этим данным, раннехвалынский этап относится к интервалу 20.0–12.7 тыс. л. н. (здесь и далее все даты калиброванные). Однако до сих пор остается открытым ряд вопросов: о возрасте и границах распространения максимальной стадии раннехвалынского бассейна, о времени и особенностях формирования основных террасовых уровней на территории Среднего Поволжья, а также накопления нижнехвалынских отложений, в частности шоколадных глин. Для уточнения этих вопросов авторами были выполнены исследования на одном из ключевых участков в Среднем Поволжье – в долине левого притока Волги – р. Малый Караман (между насел. пунктами Чапаевка и Бородаевка, рисунок). В данной работе приводятся результаты изучения нижнехвалынских отложений на ключевом участке Малый Караман.

Малый Караман берет начало в западной части Общего Сырта и впадает в Волгу в 1 км к югу от г. Маркса (Саратовская область). Длина реки составляет 89 км, а площадь водосборного бассейна – 1036 км^2. Ширина долины достигает 2–3 км в среднем течении и более 5 км в устьевой части. Русло Малого Карамана преимущественно извилистое, имеет ширину от 5–10 м на изученном участке в среднем течении до 40–50 м в нижнем.

Выполненные работы включали большой комплекс как полевых, так и лабораторных исследований, а также детальный анализ литературных источников. Было проведено геоморфологическое обследование и картографирование территории, изучение береговых обнажений и расчисток в уступах террас и береговых оврагах, ручное бурение (набор Eijkelkamp), геодезическая привязка изученных разрезов и профилей (GNSS EFT M-1), съемка с помощью БПЛА (DJI Phantom 4 Advanced)



Положение ключевого участка Малый Караман в Саратовской области.

для создания ЦМР района исследования; детальное описание и фотофиксация расчисток, отбор образцов для проведения геохимического, минералогического и радиоуглеродного и OSL анализа. Геохимический и минералогический анализ были выполнены авторами на базе лабораторий географического факультета МГУ; радиоуглеродное датирование выполнялось в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН, OSL-датирование – в Таллиннском технологическом университете.

На изученном участке долины в среднем течении р. Малый Караман выделяется низкая и высокая пойма (на высоте 0.5 м и 2.0–2.5 м над урезом, что соответствует абс. высотам 12.5 и 14.0–14.5 м), а также три террасовых уровня (примерно 4–6, 10–12 и 20–25 м над урезом или 16–18, 22–24 и 32–37 м абс. высоты). Склоны правого борта долины крутые, часто 20–35° и более, встречаются и значительно более крутые участки, вплоть до отвесных; правый борт долины изрезан глубокими оврагами с крутыми склонами.

В бортах долины Малого Карамана вскрываются мощные толщи плейстоценовых осадочных отложений, представленных апшеронскими песчаниками, раннехазарскими песками, палеопочвенными сериями микулинского и брянского возраста, ательскими лёссовидными суглинками, нижнехвалынскими глинами и песками [2].

В ходе проведенного исследования было изучено строение всех трех выделенных террас Малого Карамана, а также высокой поймы. Высокая пойма сложена преимущественно супесями и суглинками, подстилаемыми песками.

Первая терраса, по всей видимости, имеет цокольное строение: с поверхности она сложена суглинками и супесями (верхние ~2.5 м), ниже залегают шоколадные глины мощностью около 3.8 м, еще ниже залегают серо-сизые глины, переслаивающиеся с коричневыми алевритами.

Вторая терраса также с поверхности сложена суглинками и супесями (верхние ~2 м), далее следует переслаивание песков и глин сизых и коричневых (до глубины ~4.2 м), еще ниже залегает слой шоколадных глин мощностью около 4 м, и далее идет переслаивание сизых глин и песков.

Третья терраса в верхних 1.0–1.5 м сложена супесями и алевритами, под ними до глубины около 8 м идет переслаивание песков с тонкими прослоями глин либо более и менее оглиненных прослоев тонкозернистого песка до алеврита; подстилается эта толща лёссовидными светло-серыми суглинками, в которых угадываются палеопочвенные горизонты.

Таким образом, отложения раннехвалынского этапа на изученной территории представлены в основном шоколадными глинами и слоистыми песками, а залегают они в интервале высот от 6 до 35 м абс. В основании этих отложений часто отмечаются слоистые сизые и коричневые глины, по всей видимости отвечающие начальному этапу накопления нижнехвалынских отложений в данном районе. Аналогичный переход подстилающих сизых глин в шоколадные ранее отмечался на нижневолжских разрезах Ленинск, Цаган-Аман, Копановка [13, 14]. Возраст этих сизых глин установлен для Нижнего Поволжья в пределах 20–18 тыс. л. н. [14, 15].

Возраст нижнехвалынских отложений на изученном ключевом участке в долине р. Малый Караман дает временной интервал от 22.6 до 12.9 тыс. л. н. Возраст лёссовидных суглинков, слагающих междуречье (~50 м абс.) – от 25 до 19.5 тыс. л. н., т. е. в этот промежуток времени накопление суглинков происходило в субаэральных условиях, и типичные отложения максимума раннехвалынской трансгрессии на ключевом участке не отмечаются. Предположительно, максимум раннехвалынской трансгрессии приходился на более ранний этап (до LGM): даты, полученные по скважинам Северного Каспия, показывают развитие раннехвалынской трансгрессии во второй половине МИС 3 (40–29 тыс. л. н.) [16, 17]; также единичные даты имеются и по другим регионам (Восточный Каспий, Маныч).

В долине Малого Карамана четвертая терраса (45–48 м), отвечавшая уровню максимума раннехвалынского бассейна, не выделяется. Междуречье, отвечающее высотам ~48–50 м на ключевом участке, с поверхности сложено субаэральными суглинками и супесями, формировавшимися уже после максимума хвалынской трансгрессии.

Формирование третьей и второй террас в долине р. Малый Караман относится ко времени развития раннехвалынского бассейна. По мнению ряда исследователей, подъем уровня Каспия и достижение им максимального уровня раннехвалынского бассейна происходило постепенно, а последующий спад уровня до 30 м абс. происходил быстро и привел к формированию третьей террасы. Резкий спад вод на этом этапе, предположительно, связывают с первым этапом спуска раннехвалынских вод по Манычской депрессии в Черном море (что подтверждается отдельными датами по Манычу). Участки террас уровня 30 м абс. в Среднем Поволжье в целом достаточно редки и выделяются преимущественно в низовьях долин рек Малый Караман и Большой Иргиз. По мнению Г.В. Обединтовой [8], в самой долине р. Волги за счет быстрого падения уровня и высокого стока происходил интенсивный размыв, вследствие чего между террасами на высотах 45–48 м абс. и 20–22 м абс. сохранились лишь небольшие участки с террасовым уровнем 30–32 м абс.

На изученном профиле в долине р. Малый Караман отчетливо прослеживается постепенное замещение шоколадных глин, слагающих нижнюю часть третьей террасы, вышележащими слоистыми песками с небольшими прослоями темно-коричневых глин. Можно предположить, что накопление шоколадных глин было приурочено к относительно приглубым условиям существования палеоэстуария в долине р. Малый Караман, а вышележащие пески с прослоями глин накапливались при последующем снижении уровня, в условиях прибрежной полосы.

Формирование второй террасы (20–22 м абс.), вероятно, происходило в условиях развития второго крупного регрессивного этапа и повторного сброса раннехвалынских вод через Манычскую депрессию. Большая часть дат, полученных из нижнехвалынских отложений Маныча, относятся к временному интервалу 14.2–13.4 тыс. л. н. [18–20]. Для этого же времени на большей части Нижнего Поволжья отмечается расселение фауны *Didacna ebersini*, характерной для неглубоких, прибрежных участков раннехвалынского бассейна [21].

Самая низкая, первая, терраса (16–18 м абс.) в долине р. Малый Караман формировалась, по-видимому, в самом конце позднего плейстоцена и, возможно, начале голоцена. Ее развитие, в отличие от вышерасположенных террас, уже полностью определялось деятельностью реки, а не трансгрессивно-регрессивным воздействием Каспия.

Таким образом, исследования, проведенные в долине р. Малый Караман, позволили сделать еще один шаг к уточнению представлений об особенностях строения и формирования долины р. Волги и ее притоков и влиянии на них раннехвалынской трансгрессии Каспийского моря.

1. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 299 с.

2. Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 266 с.

3. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.

4. Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: Изд-во Московского университета, 2014. 272 с.

5. Бадюкова Е.Н. Колебания уровня Каспийского моря в неоплейстоцене (была ли ательская регрессия?) // Океанология. 2021. Т. 61. № 2. С. 320–329. DOI:10.31857/S0030157421010020.

6. Москвитин А.И. Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 212 с.

7. Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966. 412 с.

8. Обедиентова Г.В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги. М.: Наука, 1977. 240 с.

9. Свиточ А.А. Нижнее и юг Среднего Поволжья в плейстоцене // Геоморфология. 2000. № 1. С. 29–40.

10. Брицина М.И. Распространение хвалынских шоколадных глин и некоторые вопросы палеогеографии Северного Прикаспия // Труды Института географии АН СССР. 1954. Вып. 62. С. 5–27.

11. Васильев Ю.М. Антропоген Южного Заволжья. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 128 с.

12. Svitoch A.A., Markova A.K., Yanina T.A. Stratigraphy and the small mammal fauna of the Late Pleistocene sections in the south of the middle reaches of the Volga River // Quaternary International. 2021. Vol. 605–606. P. 93–107. DOI:10.1016/j.quaint.2020.12.001.

13. Свиточ А.А., Макшаев Р.Р., Ростовцева Ю.В., Клювиткина Т.С., Березнер О.С., Трегуб Т.Ф., Хомченко Д.С. Шоколадные глины Северного Прикаспия. М.: Географический факультет МГУ, 2017. 140 с.

14. Kurbanov R., Murray A., Thompson W., Svistunov M., Taratunina N., Yanina T. First reliable chronology for the Early Khvalynian Caspian Sea transgression in the Lower Volga River valley // Boreas. 2021. Vol. 50. Iss. 1. P. 134–146. DOI:10.1111/bor.12478.

15. Макшаев Р.Р., Ткач Н.Т. Хронология хвалынского этапа развития Каспия по данным радиоуглеродного датирования // Геоморфология. 2023. Т. 54. № 1. С. 37–54. DOI:10.31857/S2949178923010103.

16. Sorokin V., Yanina T., Guilderson T., Bezrodnykh Y., Kuprin P. Age of the Khvalynian deposits in the Northern Caspian Sea according to AMS 14C dating // Stratigraphy and sedimentology of oil-gas basins. 2014. Vol. 1. P. 135–137.

17. Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А. Новые данные по стратиграфии верхнечетвертичных отложений Северного Каспия // Доклады Академии наук. 2015. Т. 462. № 1. С. 95–99. DOI:10.7868/S0869565215130162.

18. Свиточ А.А. Парунин О.Б. Радиоуглеродный возраст палеогеографических событий позднего плейстоцена – голоцена Северного Прикаспия // Доклады Академии наук. 2000. Т. 371. № 4. С. 504–506.

19. Свиточ А.А., Янина Т.А., Хоменко А.А., Новикова Н.Г. Хвалынские отложения Маныча // Доклады Академии наук. 2009. Т. 428. № 1. С. 70–74.

20. Семиколенных Д.В. Палеогеография проливов Понто-Каспия в позднем плейстоцене: Автореф. дис. … канд. геогр. наук. М., 2022. 26 с.

21. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Географический факультет МГУ, 2012. 264 с.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В РЕЧНЫХ ДОЛИНАХ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-ЯКУТСКОЙ РАВНИНЫ В НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

М.В. Михаревич[1,2], А.Н. Васильева[2], С.А. Кузьмина[3], В.М. Лыткин[2], А.Э. Басилян[4], Г.И. Шапошников[2]

[1] Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск, Россия, miharevich@yandex.ru

[2] Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск, Республика Саха (Якутия), Россия

[3] Палеонтологический институт РАН, г. Москва, Россия

[4] Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. Геоморфологическая позиция солбанской, табагинской и ханчалинской свит в южной части Центрально-Якутской равнины сопоставлена с позициями ранне- , позднеплиоценовых придолинных поверхностей выравнивания в северной части равнины. Полученные результаты подтвердили окончание формирования Нижнеалданской впадины к началу раннего плиоцена, позволили пересмотреть возраст и генезис ханчалинской свиты. Положение аллювия первой половины неоплейстоцена предполагает отсутствие существенных тектонических и гляциоизостазических движений в устье Алдана и на Лено-Амгинском междуречье в квартере. К существующему комплексу доказательств субаэрального генезиса мавринской и дьолкуминской свит добавлены результаты палеокарпологического анализа. Предполагается значительное снижение роли глобального базиса эрозии в поздненеоплейстоценовое время в условиях деградации речного стока и доминирования эоловых процессов.

Ключевые слова: ханчалинская свита; дыгдальская свита; мавринская свита; дьолкуминская свита

NEOGENE-QUATERNARY SEDIMENTATION IN RIVER VALLEYS, SOUTHERN PART OF THE CENTRAL YAKUTIAN LOWLAND

M.V. Miharevich[1,2], A.N. Vasilieva[2], S.A. Kuzmina[3], V.M. Lytkin[2], A.*E*. Basilyan[4], G.I. Shaposhnikov[2]

[1] Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Raw Materials, Novosibirsk, Russia

[2] Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Republic of Sakha (Yakutia), Russia

[3] Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[4] Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. Geomorphological positions of the Solban, Tabagin and Khanchala formations in the southern part of the Central Yakutian Lowland have been compared with the Early- and Late-Pliocene peneplain in the northern part. The results confirm that the Lower Aldan depression had been formed by the Early Pliocene and revise the age and genesis of the Khanchala formation. The position of the early to mid-Neo-Pleistocene alluvium suggests the absence of significant tectonic or glacio-isostatic movements in the lower Aldan and in the Lena-Amga watershed during the Quaternary. Palaeocarpological data support the evidence of a subaerial origin of the Mavrinka and Dolkuma formations. The role of the ultimate base level was apparently reduced during Late Pleistocene time of fluvial degradation and strong aeolian activity.

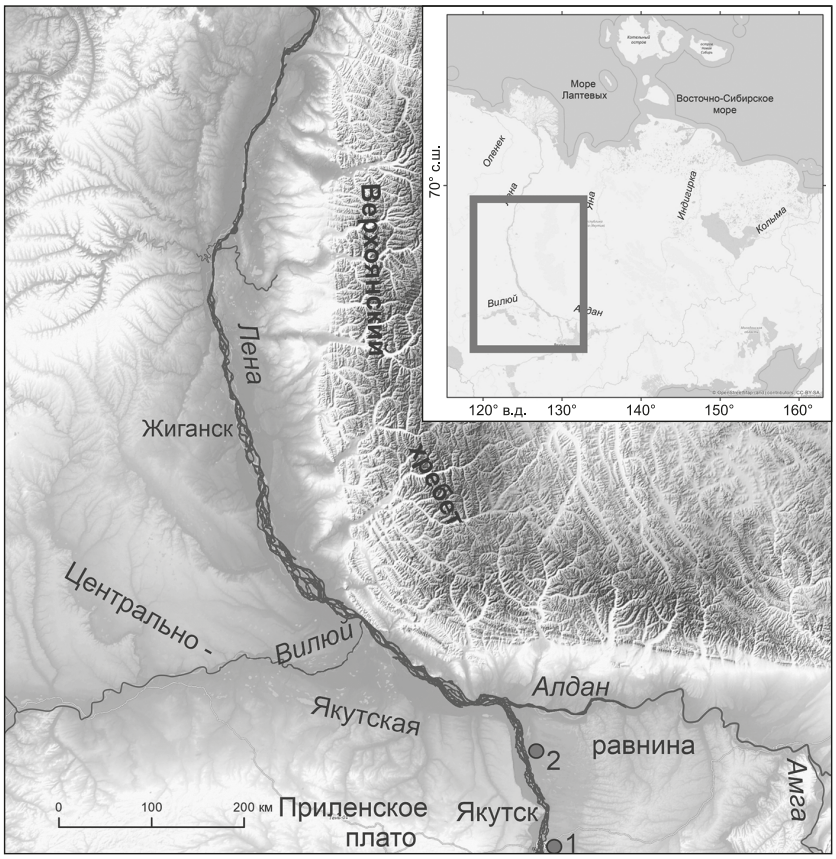
Keywords: Khanchala formation; Dygdal formation; Mavrinka formation; Dolkuma formationt

На территории Центрально-Якутской равнины (рисунок) и прилегающих к ней участках плато фрагментарно распространены неогеновые галечники, слабо связанные с современной гидросетью.

При составлении геоморфологической схемы для комплекта государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 листа Q-50 на основе топографических карт масштаба 1:200000 и цифровой модели рельефа SRTM прослеживаются денудационные поверхности, генетически связанные с галечниками. Поверхности сопоставляются с одновозрастными образованиями на смежных с листом Q-50 участках равнины. Корреляция проводилась на основе морфометрического анализа, а также ревизии палинологических данных [1].

В северной части равнины денудационные поверхности приурочены к трем близким высотным уровням и разделены денудационными уступами. Самая высокая поверхность (абс. выс. 200–240 м, высоты увеличиваются по направлению к плато) является раннесреднемиоценовым пенепленом [1]. Она формировалась в длительный период стабильно высокого положения уровня моря на абсолютных отметках 150–160 м [2]. Возраст подтверждается спорово-пыльцевыми спектрами коррелятных с ней отложений флювиального типа (коночанская толща), установленных О.И. Кардопольцевой и др. [3] на водоразделе рек Мархa и Тюнг на территории смежного листа Q-50 [1].

Поверхности, врезанные в раннесреднемиоценовый пенеплен, приурочены к слабо углубленным широким долинам малых притоков р. Лены, частично – к разделяющим их водоразделам. Они относятся к придолинным поверхностям выравнивания, а фрагментарно встречающиеся на них маломощные отложения, вероятно, являются субстративным аллювием. Ревизия результатов палинологического анализа на территории листов Q-50, Q-51 и R-51 [4, 5] показала, что верхняя придолинная поверхность выравнивания охарактеризована раннеплиоценовыми спорово-пыльцевыми спектрами, отложения на нижележащей поверхности – позднеплиоценовыми. Предполагается, что после резкого снижения уровня Мирового океана в позднем миоцене и последующего эрозионного расчленения территории в плиоцене проявились две относительно кратковременные морские трансгрессии близкого уровня. Эти условия благоприятствовали боковой эрозии и выработке придолинных поверхностей выравнивания ранне- и позднеплиоценового возраста [1].



Местоположение района исследований. 1 – разрез Усть-Буотама, 2 – разрез Песчаная гора.

На территории листов P-52, 53 в пределах южной части Центрально-Якутской равнины и прилегающего к ней участка Приленского плато аллювиальное осадконакопление в раннем плиоцене было обусловлено продолжающимся развитием Нижнеалданской впадины, а не изменениями глобального базиса эрозии. Об этом свидетельствует трансгрессивное залегание палеогеновых и неогеновых отложений впадины, в том числе раннеплиоценовой солбанской свиты. Гипсометрические отметки раннеплиоценовой придолинной денудационной поверхности выравнивания в северной части Центрально-Якутской равнины [1] совпадают с отметками поверхности солбанской свиты в ее южной части (лист P-52). Таким образом, прогибание Нижнеалданской впадины закончилось на завершающихся этапах аккумуляции солбанской свиты в раннем плиоцене.

Аналогичную геоморфологическую позицию с позднеплиоценовой придолинной поверхностью выравнивания, выделенной авторами на листе Q-50 [1], на листе P-52 занимает табагинская свита того же возраста, врезанная в солбанскую свиту. Табагинские галечники отмечаются на южной окраине Центрально-Якутской равнины и пограничной с ней части Приленского плато преимущественно по бортам р. Лены, но прослеживаются также и по расширенным долинам малых водотоков и водоразделам на Лено-Амгинском междуречье. Схожую позицию с табагинским аллювием имеет и ханчалинская свита, также врезанная в солбанскую, но приуроченная к слабо углубленным расширенным долинам в верховьях малых притоков р. Лены и к их водоразделам. Ранее Г.Ф. Лунгерсгаузен [6] относил данные образования к аллювию древней овражно-балочной сети, синхронному с позднеплиоценовой табагинской свитой. В дальнейшем возраст ханчалинской свиты на основании палеомагнитных данных был изменен на ранний эоплейстоцен [4, 7]. Возможно, вследствие ошибочной диагностики палеомагнитные данные были получены по образцам не из аллювия, а из перекрывающего его субаэрального комплекса. Ханчалинский аллювий, так же как табагинский, вероятно, аккумулировался до начала квартера, с нижней границей которого Г.Ф. Лунсгергаузен [6] связывает формирование современной речной сети.

В гелазии глобальный базис денудации сохранялся на гипсометрических отметках в интервале от –7 до –68 м [8], долины активно врезались и в первой половине квартера разрабатывались. Ранее формирование погребенной эоплейстоценовой дыгдальской свиты объяснялось локальным прогибанием в районе устья Алдана [4]. Однако в приведенных описаниях дыгдальского аллювия отсутствуют признаки его формирования по констративному типу. То же характерно и для других аллювиальных отложений, отмечаемых ниже уреза воды на Лено-Амгинском междуречье. Так, выдержанная кровля бестяхского аллювия в основании одноименной террасы в южной части Центрально-Якутской равнины свидетельствует об отсутствии существенных тектонических движений на протяжении как минимум второй половины неоплейстоцена [9].

В пределах среднего течения р. Лены, согласно [4], на бестяхском аллювии повсеместно с размывом залегает мавринская свита, перекрывающаяся песками дьолкуминской свиты [7, 10]. Авторами Унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Средней Сибири и Таймыра [6] было принято мнение об озерно-аллювиальном генезисе мавринской свиты, представленной монотонным переслаиванием песков, супесей и суглинков с редкими линзами гравия, мелких моллюсков. Мощность свиты достигает 60 м. В.В. Спектор и др. [11] относят пески к констративному аллювию, а алевриты – к лимнию, мощность свиты (до 100 м) связывают с гляциоизостазическим прогибанием.

Однако исследования опорных обнажений, проведенные коллективом под руководством А.А. Галанина [9, 12], показали, что мощность мавринской свиты и площади ее распространения сильно завышены. Основная часть Усть-Буотамского обнажения (от 40 до 80 м) сложена не мавринской (МИС 7 – МИС 5), а эоловой дьолкуминской свитой (МИС 2). В результате доизучения обнажения Песчаная Гора, расположенного в 200 км севернее Усть-Буотамского обнажения, установлено отсутствие мавринской свиты; на кровле бестяхской свиты залегает дьолкуминская свита [9].

Мавринская свита формировалась в условиях холодного сухого климата и подавленного речного стока. К приведенным доказательствам А.А. Галанина [12], основывающимся на фациально-генетическом анализе, можно добавить результаты палеокарпологического анализа. Растительные

остатки были получены путем промывки более 100 л породы из горизонта светло-серого тонкозернистого песка с прослоями темно-серого алеврита с комками ожелезненного алеврита. Комплексы семян и прочих макроостатков растений указывают на разреженные группировки эрозиофилов, в том числе облигатных псаммофитов в сочетании с участками осоково-пушицевых частично закустаренных тундр. Остатки гидрофитов в отложениях не найдены. Комплекс соответствует принятому А.А. Галаниным [12] субаэральному генезису свиты.

В разрезе Усть-Буотама таким же образом были обогащены пробы из дьолкуминской свиты, генезис которой также до настоящего времени дискуссионен. Палеокарпологические комплексы приурочены к маломощным (до первых см) прослоям с признаками палеопочв, расположенным на высотах от 20 до 70 м над урезом воды. В составе комплексов, кроме остатков облигатных псаммофитов и лугово-болотных видов, участвуют эндокарпы гидрофитов рода рдест. Учитывая маломощность линз и ограниченность их распространения по разрезу, предполагается аккумуляция отложений в условиях короткоживущих дефляционных озер. Принятие существования озер, парагенетически связанных с эоловым осадконакоплением позднего неоплейстоцена, позволяет не привлекать гипотезу подпруживания со стороны моря [13] или гляциоизостазических движений [11]. В условиях деградации речного стока и доминирования эоловых процессов на Центрально-Якутской равнине в позднем неоплейстоцене роль глобального базиса денудации не была существенной. Значительную роль играли местные базисы, связанные с эоловым осадконакоплением.

Исследования выполнены за счет средств грантов РНФ № 21-17-00054 и РФФИ № 20-04-00165.

1. Михаревич М.В., Новиков И.С., Кузьмина О.Б. Рельеф и отложения позднекайнозойского времени северо-западной части Центрально-Якутской впадины и сопредельной территории Восточно-Сибирского плоскогорья (лист Q-51) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2021. № 10с. С. 47–56. DOI:10.20403/2078-0575-2021-10c-47-56.

2. Новиков И.С. Изменение глобального базиса денудации в позднем мезозое и кайнозое и его влияние на формирование геоморфологической структуры в районах с разным неотектоническим режимом // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2021. № 10с. С. 69–85. DOI:10.20403/2078-0575-2021-10c-69-85.

3. Кардопольцева О.И., Морева В.А., Плотникова М.И. Новые данные о «водораздельных галечниках» междуречья Мархи и Тюнга // Материалы по геологии Сибири. Л.: ВСЕГЕИ, 1961. С. 117–133.

4. Государственная геологическая карта. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист P-52, 53 (Якутск): Объяснительная записка /Ред. Л.М. Натапов. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 186 с.

5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилюйская. Лист R-51 (Джарджан): Объяснительная записка / Ред. А.П. Кропачев. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 397 с.

6. Лунгерсгаузен Г.Ф. Геологическая история Средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири // Материалы всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 3. С. 209–217.

7. Унифицированная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. 14 л.

8. Miller K.G., Mountain G.S., Wright J.D., Browning J.V. A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records // Oceanography. Vol. 24. Iss. 2. P. 40–53. DOI:10.5670/oceanog.2011.26.

9. Галанин А.А., Курбанов Р.Н., Шапошников Г.И., Васильева А.Н., Лыткин В.М. Новые данные о строении и возрасте бестяхской террасы р. Лены в окрестностях Якутска (Восточная Сибирь) // Пути эволюционной географии. Вып. 2: Материалы II всероссийской научной конференции, посвященной памяти проф. А.А. Величко (22–25 ноября 2021 г.). М.: Институт географии РАН, 2021. С. 76–81.

10. Камалетдинов В.А., Минюк П.С. Строение и характеристика отложений бестяхской террасы Средней Лены // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1991. № 60. С. 68–78.

11. Спектор В.В., Спектор В.Б., Бакулина Н.Т., Парфенов М.И. Роль ледников в преобразовании рельефа Лено-Амгинской равнины в плейстоцене и голоцене // Наука и образование. 2015. № 1. С. 42–49.

12. Галанин А.А. Позднечетвертичные песчаные покровы Центральной Якутии (Восточная Сибирь): строение, фациальный состав и палеоэкологическое значение // Криосфера Земли. 2021. Т. 25. № 1. С. 3–34. DOI:10.15372/KZ20210101.

13. Правкин С.А., Большиянов Д.Ю., Поморцев О.А., Савельева Л.А., Молодьков А.Н., Григорьев М.Н., Арсланов Х.А. Рельеф, строение и возраст четвертичных отложений долины р. Лены в Якутской излучине // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2018. Т. 63. Вып. 2. С. 209–229. DOI:10.21638/11701/spbu07.2018.206.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ЭКЗОГЕННОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ НА СЕВЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Е.О. Мухаметшина, О.К. Борисова, А.Л. Захаров

Институт географии РАН, г. Москва, Россия, eomukhametshina@igras.ru

Аннотация. Комплексное исследование разреза торфяника мощностью 5.15 м в северной части Центральной Камчатской депрессии показало основные изменения природных условий и обстановок осадконакопления в позднем голоцене. Около 3 тыс. л. н. в сырой низине, занятой тополево-ольховыми сообществами с обилием осок, происходило накопление торфянистых супесей. Около 2.5 тыс. л. н. в низинном болоте с зарослями ольхи и ивы началась аккумуляция осокового торфа. Изменения в составе травянистых сообществ ~1.5 тыс. л. н. показывают, что местообитание стало более сухим и дренированным. Около 800 л. н. возросла роль хвойных деревьев в составе лесов в Центральной Камчатской депрессии. Изменение спорово-пыльцевых спектров отражает возрастание увлажненности климата в последние 200–300 лет.

Ключевые слова: поздний голоцен; Центральная Камчатская депрессия; спорово-пыльцевой анализ

NATURAL CONDITIONS OF EXOGENOUS RELIEF FORMATION IN THE NORTH OF THE CENTRAL KAMCHATKA DEPRESSION IN THE LATE HOLOCENE

E.O. Mukhametshina, O.K. Borisova, A.L. Zakharov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. Based on a multi-proxy study of a peat bog section 5.15 m thick, located in the north of the Central Kamchatka Depression, the main changes in environmental conditions during the Late Holocene, were reconstructed. For about 3 kyr BP, in the damp lowland occupied by poplar-alder communities with an abundance of sedges, peaty loams accumulated. About 2.5 kyr BP in a lowland swamp the accumulation of sedge peat began. About 1.5 kyr BP the habitat became better drained. About 800 years ago, the role of coniferous trees in the composition of forests in the CKD increased. Changes in spore-pollen spectra reflect the increase in climate humidity during the last 200-300 years.

Keywords: Late Holocene; Central Kamchatka depression; pollen analysis

Несмотря на то, что оценке голоценовой истории изменения климата, растительности и прочих условий, влияющих на экзогенные процессы в Центральной Камчатской депрессии (ЦКД), посвящено множество работ, большая часть изученных разрезов и скважин расположены в пределах Срединного хребта или на юге депрессии в р-не пос. Мильково, а северная часть ЦКД по-прежнему изучена слабо [1–4]. Проведенный авторами спорово-пыльцевой анализ и анализ потерь при прокаливании, подкрепленные данными радиоуглеродного датирования, позволяют уточнить и детализировать позднеголоценовые условия осадконакопления и рельефообразования на севере ЦКД.

В данной работе исследовался керн скважины Кич-1, которая была заложена в северной части ЦКД у юго-западного подножия вулкана Шивелуч. Геоморфологически эта территория представляет собой холмисто-западинную равнину, которую в районе изучения дренирует р. Кич, левый приток р. Камчатки. Скважина была заложена в заболоченной западине, рельеф которой, по всей видимости, представляет собой краевую зону горно-долинного оледенения вулкана Шивелуч. Скважиной вскрыта толща торфа низкой и средней степени разложения с многочисленными прослоями пеплов мощностью от 0.5 до 12.0 см, визуально определяющимися в разрезе. Плотность и степень разложения торфа уменьшаются вверх по профилю. Верхние 15 см представляют собой неразложившийся живой мох (очес), и его не удалось отобрать пробоотборником, поэтому пыльцевому анализу подвергались отложения с поверхности и ниже 15 см, а на потери при прокаливании отбор начинался с 15 см. Первая пробная скважина была заложена в полуметре от точки основного бурения, и на глубине 4.8 м бурение пришлось остановить, так как пробоотборник не предназначен для бурения минеральных толщ с включениями крупных обломков (предположительно, ледниковые или коллювиальные отложения, подстилающие торфяную толщу). Таким образом, хотя при основном бурении не удалось вскрыть подстилающие породы, возможно, они располагаются близко к забою скважины.

Анализ потерь при прокаливании, проведенный в лаборатории палеоархивов природной среды ИГ РАН по общепринятой методике [5], показывает, что нижняя часть разреза (5.15–4.51 м) характеризуется пониженным содержанием органического вещества (ОВ) (в среднем 22 %). В вышележащих горизонтах доля ОВ составляет 54–67 % (исключая видимые прослои пеплов). В целом, график показывает строгую зависимость от количества тефры в осадках и ярко маркирует пепловые горизонты.

Проведенный на базе ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» ИГ РАН радиоуглеродный анализ показал возраст торфа на глубине 5.00–5.15 м, что соответствует радиоуглеродному возрасту 2780±80 (калиброванный возраст 2913±163 л. н. [6]). Временные границы локальных пыльцевых зон определены предварительно на основе возрастной модели с учетом постседиментационного уплотнения торфа.

С момента образования (~2.9 кал. тыс. л. н.) торфянистые отложения в понижении рельефа формировались в условиях значительного поступления мелкозернистых осадков с окружающих склонов, как показывает высокая доля неорганической составляющей в осадке. В этом слое отмечены высокие содержания пыльцы (далее – п.) таксонов, характерных для влажных ландшафтов (*Populus*, *Alnus hirsuta*, Cyperaceae). Кроме того, относительно высокая доля п. ольховника (*Duschekia fruticosa*), который произрастает на склонах вулкана Шивелуч на высотах от 700–800 до 900–1000 м [7], может указывать на привнос п. этого таксона из субальпийского пояса.

Сукцессионная смена тополевников на ивняки и ольшаники характерна для влажных местообитаний в данном регионе [7]. Тополь – пионерная древесная порода, которая часто образует кратковременные сообщества на поймах и на других свежих (не освоенных растительностью) наносах. Стоит отметить, что п. тополя плохо сохраняется в осадке, поэтому обычно даже незначительное его количество в составе спорово-пыльцевых спектров (СПС) говорит о его заметной роли в древостое. Под пологом тополевых лесов нередко развивается травянистый ярус из крапивы [7], что подтверждается заметным содержанием п. крапивы (*Urtica*) в составе СПС. Позднее сукцессия приводит к развитию каменноберезняков на дренированных местообитаниях и осоково-вейниковых лугов в условиях более высокого грунтового увлажнения.

Спорово-пыльцевой анализ показал, что примерно 2.5 кал. тыс. л. н. на исследованном участке произошла смена условий осадконакопления и началось развитие низинного болота. Об этом свидетельствует рост содержания органического вещества, доли п. каменной березы (*Betula ermanii*), а также ивы (*Salix*) и некоторых болотных трав (*Comarum*, *Menyanthes, Saussurea*) на фоне высокой доли п. осоковых (Cyperaceae).

Следующая смена СПС наблюдается на глубине 3.35 м (~1.5 кал. тыс. л. н.). Наиболее заметное изменение происходит в группе трав и кустарничков, где доминирование Cyperacea сменяется на Poaceae одновременно с исчезновением некоторых травянистых родов (*Saussurea*, *Sanguisorba*, Cichoriaceae). Эта смена может быть связана как с климатическими причинами, так и с реакцией растительных сообществ на извержение и выпадение слоя пепла. Описывая климат позднего голоцена, многие авторы отмечают, что примерно 1.9 кал. тыс. л. н. наблюдается ослабление континентальности климата в ЦКД, а около 1.7 кал. тыс. л. н. климат становится более прохладным [1, 8, 9]. Но эти реконструкции получены для более южных или прибрежных районов, и климат исследуемой территории может от них немного отличаться. На реакцию растительности на вулканизм указывает исчезновение п. некоторых гигрофитов и снижение доли п. влаголюбивых видов сем. осоковых. Известно, что выпадение слоя пепла толщиной более 10 см уничтожает существующие болотные сообщества, и на поверхности выпавших отложений формируются пионерные фитоценозы [7]. Возможно, серия извержений, приведшая к отложению пачки из нескольких горизонтов пеплов общей мощностью 22 см на глубине от 3.35 до 3.60 м в данном разрезе, могла послужить триггером смены растительных ассоциаций и ускорить их отклик на изменение климата. Обилие п. злаков может свидетельствовать о распространении луговых фитоценозов. Возможно, площади лугов расширялись на более дренированных почвах.

Примерно после 800 кал. л. н. процентное содержание п. деревьев, характерных для переувлажненных местообитаний, снижается (*Alnus hirsuta*, *Salix*). П. болотных растений все еще присутствует в значительных количествах, следовательно, скорее всего, на окружающей территории распространялись каменные березняки и луговые фитоценозы.

Хорошо выделяется современный этап (последние 200–300 лет), который характеризуется ростом доли деревьев и кустарников, среди которых на фоне общего доминирования п. каменной березы в составе СПС также отмечается повышение процентного содержания п. ели и лиственницы. Эти изменения соответствуют их распространению в ЦКД в целом и формированию так называемого «хвойного острова» в днище депрессии. Рост доли п. Cyperaceae может свидетельствовать о постепенном увлажнении климата.

Таким образом, в целом смена СПС, выявленная по разрезу Кич-1, в большей степени отражает локальные изменения природных условий, чем отклик на глобальные климатические колебания. Тем не менее заметна и реакция ландшафтов на локальные и региональные колебания климата. Кроме того, существенное влияние на смену фитоценозов оказывают геоморфологические условия осадконакопления и выпадение вулканических пеплов.

Работа выполнена в рамках мегагранта (соглашение № 075-15-2021-599 от 08.06.2021) «Палеоэкологические реконструкции как ключ к пониманию прошлых, текущих и будущих изменений климата и окружающей среды в России».

1. Dirksen V., Dirksen O., Diekmann B. Holocene vegetation dynamics and climate change in Kamchatka Peninsula, Russian Far East // Review of Palaeobotany and Palynology. 2013. Vol. 190. P. 48–65. DOI:10.1016/j.revpalbo.2012.11.010.

2. Klimaschewski A. Late Quaternary environmental changes of Kamchatka: Doctoral thesis. Belfast, 2010. 289 p.

3. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии: Опыт трансконтинентальной корреляции этапов развития растительности и климата: К X конгрессу INQUA (Великобритания, 1977). М.: Наука, 1977. 200 с.

4. Pendea I.F., Ponomareva V., Bourgeois J., Zubrow E.B.W., Portnyagin M., Ponkratova I., Harmsen H., Korosec G. Late Glacial to Holocene paleoenvironmental change on the northwestern Pacific seaboard, Kamchatka Peninsula (Russia) // Quaternary Science Reviews. 2017. Vol. 157. P. 14–28. DOI:10.1016/j.quascirev.2016.11.035.

5. Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // Journal of Paleolimnology. 2001. Vol. 25. P. 101–110. DOI:10.1023/A:1008119611481.

6. Reimer P., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Ramsey B.C., Butzin M., Cheng H. et al. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. 2020. Vol. 62. Iss. 4. P. 725–757. DOI:10.1017/RDC.2020.41.

7. Нешатаева В.Ю. Растительность полуострова Камчатка. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2009. 537 с.

8. Андреев А.А., Певзнер М.М. История растительности в низовьях р. Камчатка за последние 6000 лет // Ботанический журнал. 2001. Т. 86. № 5. С. 39–45.

9. Dirksen V.G., Uspenskaia O.N. The Holocene climate and vegetation changes in Eastern Kamchatka based on pollen, macrofossil and tephra data // Global environmental change and ecosystems in East Asia: The 2nd EAFES international congress program (March 25–28, 2006, Niigata, Japan). 2006. p. 420.

НУЖЕН ЛИ ГЕОМОРФОЛОГИИ С.В. МЕЙЕН? (НЕСИСТЕМНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ О НЕКОТОРЫХ ПРОБЛЕМАХ ГЕОМОРФОЛОГИИ)

В.Н. Невский

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, Россия, nevsky@tigdvo.ru

Аннотация. Идеи биолога-эволюциониста, палеоботаника С.В. Мейена могут быть полезны другим естественным и даже социальным наукам. Некоторые из них уже используются геоморфологией. Однако недооцененными (как, впрочем, и в самой биологии) остаются основные достижения С.В. Мейена в области методология палеоботанических исследований, позволяющие с другой стороны представить биологическую эволюцию. Среди них идея номогенеза, выявление и анализ рефренов, которые могут найти применение в динамической и исторической геоморфологии и, в широком смысле, в физической географии с участием геоморфологии при решении синтетических мультидисциплинарных задач.

Ключевые слова: С.В. Мейен; динамическая и историческая геоморфология; рефрен

DOES GEOMORPHOLOGY NEED SERGEI V. MEYEN? (NON-SYSTEMIC REMARKS ABOUT SOME PROBLEMS OF GEOMORPHOLOGY)

V. Nevsky

Pacific Geographical Institute, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

Abstract. The ideas of the evolutionary biologist and paleobotanist S.V. Meyen can be useful to other natural and even social sciences. Some of them are already used by geomorphologists. However, the main achievements of S.V. Meyen in the field of methodology of palaeobotanical research, which allows us to

present biological evolution from the other side, are underestimated. There is the idea of nomogenesis and the identification and analysis of refrains, which can be used in dynamic and historical geomorphology and, in a broad sense, in physical geography with the participation of geomorphology for solving synthetic multidisciplinary problems.

Keywords: Sergei V. Meyen; dynamic and historical geomorphology; refrain

Вопрос, вынесенный в заголовок, кажется не только дискуссионным, но и провокационным. Его можно истолковать (разумеется, превратно) следующим образом: вот в биологии был такой гениальный ученый, выдвинувший революционные идеи и догадки, а геоморфологам как-то не повезло. У каждой науки свой собственный путь и свои авторитеты. И геоморфология не исключение; она развивается по своей уникальной траектории, которая была бы несостоятельной при отсутствии гениальных умов. Но в настоящее время естественные науки настолько тесно переплетаются друг с другом, что вынуждены заимствовать друг у друга некоторые элементы методологий и понятийный аппарат. Без этого невозможны крупные синтетические проекты. Как минимум, одно из основных изобретений Сергея Викторовича Мейена – мерон – уже нашло применение в геоморфологии, и поэтому логично ожидать, что и другие достижения этого выдающегося биолога-систематика, палеоботаника и эволюциониста будут полезны нашей науке.

Почему именно С.В. Мейен? Во-первых, С.В. Мейен привнес свежие и одновременно «дискомфортные» идеи в благоденствие почивающего на лаврах неодарвинизма, который так и не смог (и никогда не сможет) их ассимилировать [1, 2]. Среди основных достижений С.В. Мейена необходимо отметить введение категорий мерона и рефрена и на их основе создание историко-биологической субдисциплины мерономии, где мерон является целостной (с морфофункциональной точки зрения) частью архетипа. Другое не менее фундаментальное открытие – разработка гипотезы фитоспрединга, которую с полным основанием можно считать основополагающим звеном новой теории биологической эволюции. Эти достижения привели его в лагерь сторонников номогенеза. Многим биологам кажется удивительным то, что С.В. Мейен так и не порвал решительно с неодарвинизмом, хотя объяснение может оказаться простым: не успел. Во-вторых, как уже было отмечено, одно из его изобретений пришлось геоморфологам «ко двору». Третья причина: С.В. Мейен был, прежде всего, палеоботаником, проанализировавшим огромный объем ископаемого материала. Все его теоретические построения стояли на этом богатейшем историческом фундаменте. Геоморфология же фактически отказалась в XXI в. от историзма и отдала этот теоретический атрибут палеогеографии, у которой, строго говоря, задачи несколько иные. Мы вполне удачно (и, надо отметить, плодотворно) оседлали «процесс» В. Дэвиса, но отбросили «стадию» на задворки своей науки. Однако наука, лишившаяся историзма или хотя бы какого-то одного аспекта бесконечности, с очень большой вероятностью превращается в ремесло.

В теоретических построениях С.В. Мейена ведущие роли играют такие понятия, как архетип, мерон, рефрен. Мерон и, с некоторыми оговорками, рефрен попали в геоморфологию благодаря «школе А.Н. Ласточкина» [3, 4]. Насколько они удачны, покажет время. Как объект логических операций мерон вполне пригоден. Другое дело, что архетип в биологии (структура частей и внешних функциональных связей организма) и архетип в геоморфологии (идеализированная форма рельефа) существенно отличаются друг от друга. Еще одна сомнительная сторона такого заимствования, которая, впрочем, в некоторых случаях может принести пользу: науки, изучающие менее высокоорганизованную «материю» (в данном случае рельеф), должны крайне осторожно заимствовать элементы методологии наук, занимающихся изучением более высокоорганизованной материи. Архетип принят географическими науками давно, хотя географы охотнее используют «образ». А вот что касается рефрена, то перспективы его освоения геоморфологами могут быть обнадеживающими. Рефрен, по С.В. Мейену, – некая повторяющаяся последовательность преобразований мерона, или закономерность преобразований мерона. Это историческая категория. С.В. Мейен считал интересным и полезным графическое отображение рефренов в виде таблицы, где по горизонтали

представлены изменения мерона в параллельных рядах (в рядах сравниваемых таксонов), а по вертикали – одинаковые состояния данного мерона в этих таксонах. Геоморфологи без труда найдут свои рефрены, соответствующие, в контурных чертах, определению С.В. Мейена. В таком качестве могут быть представлены схемы поэтапного (дискретного) выполаживания склонов в разных климатических и исторических (лучше сказать: морфодинамических) условиях [5, 6]. Другой пример: преобладающая денудация в пазушных частях берегов морских бухт Японского моря, в результате которой образуются острова, отделенные от «материка» недлинными подводными или надводными косами, и такая же избирательная денудация невысоких аструктурных склонов куэст Крыма, где денудация наиболее активна также не в центральных, а в боковых, пазушных частях вогнутых (в плане) участков обрывов. Морское волнение и денудация с преобладанием морозного выветривания создают сходные последовательности промежуточных форм в процессе направленного изменения берегового и куэстового рельефа. Мероном здесь является вогнутый в плане крутой или обрывистый склон, только в одном случае он опирается на водную поверхность (морская бухта с определенной морфологией бенча), в другом – на днище долины. Третий пример: образование и развитие форм сотового выветривания в разных климатических и микроклиматических условиях, где мерон «ячейка» в процессе саморазвития проходит стадии от едва заметных микроформ до гротов и протяженных ниш с ячейками второго и даже третьего порядка. Геоморфология, конечно, может обойтись без рефренов, как и без меронов, однако разве мало было биологов, убежденных в их ненужности? Геоморфологический рефрен – это метод структурирования нашего представления об экзогенном рельефообразовании, направленный как раз на усовершенствование систематики разноранговых форм. Почему во втором примере абразия и склоновая денудация создают схожие формы (ряды форм) мезорельефа? – Вразумительного ответа нет. А ведь этот вопрос из той же области, что и гомологические ряды Н.И. Вавилова. Мы понимаем, в чем причина появления гомологических рядов? Остается выразить надежду на то, что геоморфологи, в т.ч. представители «школы А.Н. Ласточкина», сконцентрируют свое внимание не только на морфологическом, но и на историческом аспекте рефрена.

Но все же главное, что может дать нам наследие С.В. Мейена, это его эволюционные воззрения, базирующиеся на фундаменте номогенеза. Пока геоморфология не нуждается в номогенезе по самой простой причине: в нашей науке не выработано понятие о «прогрессивной» эволюции рельефа, как и эволюции вообще, поскольку процессы рельефообразования не считаются необратимыми. Но, может быть, есть хоть какая-то необратимость в теоретически бесконечном повторении циклов В. Дэвиса? Заметим, что у глобального климата есть необратимые составляющие: изменяется газовый состав и физические характеристики атмосферы. Изменяется также и скорость вращения Земли – один из важнейших факторов экзогенного рельефообразования и формирования глобального климата. Следовательно, необратимость изменений рельефа – кор выветривания, характера и интенсивности протекания экзогенных процессов, да даже морфологии ряда форм – следует признать как данность, хотя современная геоморфология не достигает такой исторической глубины. Но здесь важна другая сторона. Номогенез (развитие на основе закона, регулирующего и направляющего биологическую эволюцию), вероятнее всего, реализуется не через какие-то автономные гипотетические внутренние задатки организмов типа энтелехии или генома, предопределяющего развитие вида, а через механизмы внешних процессов. Они известны: в долгосрочном тренде – изменения рельефа и климата, в краткосрочном – изменения климата, вписываемые в статичный рельеф. Биологические метаморфозы налагаются на климатические. Ортодоксальные неодарвинисты, разумеется, с этим тезисом не согласны. Однако догадки об эволюционной роли климатических изменений высказывались некоторыми биологами уже в первой половине XX в. Рельеф тоже рассматривался биологами-дарвинистами, но только как случайный фактор аллопатрического видообразования, в котором, при всем желании, невозможно проследить эволюционную значимость. Поиск истоков номогенеза – это задача, которая разрешится даже не в ближайшем, а в отдаленном будущем. Однако анализ «исполнения» принципа номогенеза в растительном мире, проведенный С.В. Мейеном, может принести методологическую пользу разным наукам, в т.ч.

геоморфологии и археологии. Так, например, изменения климата Восточной и Северо-Восточной Сибири в течение каргинского интерстадиала и сартанского стадиала (45–10 тыс. лет), «вписанные» в структуру хребтов, нагорий, низменностей и крупных речных долин этого региона, могут объяснить процесс проникновения позднепалеолитического человека в Аляску и «странное» по времени (в разгар сартанского похолодания) появление Дюктайских стоянок на Среднем Алдане [7]. Любая историческая реконструкция такого рода является, по сути, синтетической задачей, где рельеф играет роль либо сложно обустроенной сцены, либо действующего фактора. Воспримет ли геоморфология будущего идею фитоспрединга (появление «передовых» таксонов в приэкваториальных широтах и постепенное их распространение в более высокие широты)? Скорее всего, нет, по отмеченным выше причинам. Но не исключено, что каждая новая «морфоклиматическая эпоха» со своими физическими и химическими характеристиками атмосферы, режимом атмосферной циркуляции и т.д. начинала проявляться в рельефе неодновременно, неравномерно, в виде волны из низких широт в высокие или обратно. Пока еще сохраняется надежда на то, что исторический аспект не будет утерян геоморфологией окончательно, и на то, что поистине революционные идеи С.В. Мейена будут использованы другими естественными и даже социальными науками.

1. Мейен С.В. Основные аспекты типологии организмов // Журнал общей биологии. 1978. Т. 39. № 4. С. 495–508.

2. Мейен С.В. География макроэволюции у высших растений // Журнал общей биологии. 1987. Т. 48. № 3. С. 291–310.

3. Ласточкин А.Н. Системно-морфологическое основание наук о Земле (геотопология, структурная география и общая теория геосистем). СПб.: Из-во НИИХ СПбГУ, 2002. 762 с.

4. Прикладная геоморфология на основе общей теории геосистем / Ред. А.Н. Ласточкин. СПб.: Ренова, 2008. 392 с.

5. Максимов С.А. Морфодинамический анализ рельефа: методология, методика, производство работ. Фрунзе: Илим, 1990. 92 с.

6. Невский В.Н. Эволюция склонов долин низших порядков на основе представлений о геоморфологической фации (на примере низкогорья Южного Сихотэ-Алиня) // Геоморфология. 2006. № 2. С. 101–109.

7. Chernykh D.V., Bocharnikov V.N., Fedorov R.Yu., Kagansky V.L., Kalutskov V.N., Melnikov V.P., Nevsky V.N., Biryukov R.Yu. Conceptualization of Siberian Space: The Landscape-geographical aspect // Humans in the Siberian Landscapes. Ethnocultural Dynamics and Interaction with Nature and Space / V.N. Bocharnikov, A.N. Steblyanskaya (Eds). Cham: Springer, 2022. P. 3–32. DOI:10.1007/978-3-030-90061-8-1.

ОСОБЕННОСТИ ТРАНСФОРМАЦИИ РЕЛЬЕФА УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ РФ

Л.А. Некрасова

Институт географии РАН, г. Москва, Россия, nekrasova@igras.ru

Аннотация. На основании результатов инженерно-геологических и геоморфологических исследований криолитозоны в естественных условиях и при освоении территорий Арктической зоны РФ показано влияние техногенных воздействий на тепловой режим грунтов и активизацию опасных криогенных процессов, вызывающих неравномерные осадки и деформации поверхности.

Рассмотрены антропогенные преобразования и характерные изменения рельефа в пределах урбанизированных зон и на примере городских территорий. Показаны особенности геоморфологической и геоэкологической трансформации территорий Арктической зоны РФ.

Ключевые слова: многолетнемерзлые породы; температура грунта; криогенные процессы; инженерно-геологические условия; геоморфологические условия; техногенное воздействие; антропогенная трансформация рельефа

FEATURES OF THE TRANSFORMATION OF THE RELIEF OF URBANIZED TERRITORIES OF THE RUSSIAN ARCTIC

L.A. Nekrasova

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. Analysis of results of engineering-geological and geomorphologic researches' of cryolithic zone in natural conditions and during development of Russian Arctic zone helps estimate the influence quantity of anthropogenic effect on ground thermal regime and activation of dangerous cryogenic processes responsible for irregular subsidences and surface deformations. Anthropogenic transformations and distinctive relief changes within urbanized zones and in the context of city areas are considered. Peculiar features of geomorphologic and geoecologic transformation of Russian Arctic zone are pointed out.

Keywords: permafrost; ground temperature; cryogenic processes; engineering-geological conditions; geomorphologic conditions; anthropogenic impact; anthropogenic relief transformation

На урбанизированных территориях Арктики формируются особые, отличающиеся от естественных условий природно-техногенные геокриологические комплексы. Неустойчивые к колебаниям температуры мерзлые толщи легко переходят в талое состояние и из талого в мерзлое. Нестабильность свойств мерзлой толщи – основная причина деформаций и разрушений. Под воздействием техногенеза, статических и динамических нагрузок происходит нарушение земель, изменение режима поверхностных и грунтовых вод, химическое загрязнение, изменение теплового состояния грунтов, накопление культурного слоя, в том числе свалок и промышленных отходов. Особенно опасны для сооружений неравномерные осадки и пучение мерзлого основания.

Освоение нефтегазоносных месторождений Арктической зоны в течение последних десятилетий сопровождается бурением большого количества скважин, строительством внутрипромысловых автомобильных дорог, различного рода инженерно-технических сооружений и жилого фонда, а также активным развитием рельефообразующих процессов, поскольку даже незначительного антропогенного увеличения теплового потока в почвогрунты достаточно для начала изменений в деятельном слое и неравномерной осадки поверхности. Нарушение территории газоконденсатного месторождения, вызванное оседанием поверхности, может привести к изменению ее уклонов, что повлечет за собой переформирование направления и скорости стока поверхностных и подземных вод, а также может спровоцировать активизацию термоабразионных, термокарстовых, термоэрозионных процессов. Деформации, вызванные активизацией криогенных процессов, особенно заметно проявляются на линейных сооружениях, имеющих большую протяженность и пересекающих поверхность с различными геоморфологическими, литологическими, ландшафтными и геокриологическими условиями. Это, прежде всего, магистральные нефте- и газопроводы, насыпи железных и автомобильных дорог [1–5].

Существенный ущерб при хозяйственном освоении может принести постепенное оседание поверхности по всей территории разрабатываемого газового месторождения в результате изменения пластового давления и уплотнения вышележащих грунтов. Такое постепенное общее оседание

поверхности иногда дополняется неравномерным оседанием, связанным с возможным смещением газоносных пластов и образованием на поверхности разломов, что отражается на устойчивости газопроводов и других сооружений. Оседание поверхности при разработке газоконденсатного месторождения может привести к локальным землетрясениям мощностью 1–2 балла. При разработке газовых месторождений их обустройство и строительство сооружений ведется, как правило, на насыпях: площадных и линейных. Насыпи – формы рельефа, чужеродные для ландшафтов тундры, своего рода плотины, нарушающие сложившиеся вещественно-энергетические потоки. Это приводит к развитию и воздействию морфодинамических процессов на поверхность и откосы насыпи. Кроме того, на территориях месторождений, расположенных на побережьях (как, в частности, Харасавейское газоконденсатное месторождение на побережье Карского моря), может происходить не только оседание отдельных участков поверхности и их подтопление, но и местами наступание моря в глубь территории, образование многочисленных островов и полуостровов с изрезанной береговой линией [6–9].

В результате природно-антропогенных геологических процессов, постоянного перераспределения и аккумуляции осадочного материала на урбанизированных территориях образуются современные антропогенные отложения. Они представляют собой самый молодой слой как самостоятельную фацию. Возникают прежде не свойственные данной местности формы рельефа, накапливаются и постоянно увеличиваются в объемах отходы различного происхождения, формируется слой рыхлых отложений сложного состава в процессе строительных и иных территориальных преобразований. Отвалы пустой породы в районах добычи рудных полезных ископаемых коренным образом меняют ландшафты, являются причиной активизации склоновых криогенных процессов и могут трансформироваться в техногенные каменные глетчеры. Происходит увеличение зоны обводнения и заболачивания. Именно обводнение является одним из наиболее неблагоприятных факторов, влияющих на потерю устойчивости грунтов оснований и несущих конструкций [10–16].

По данным государственного доклада «О состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2019 году», совокупная площадь нарушенных земель в АЗРФ на начало 2020 г. составила 218641 га, в том числе при разработке полезных ископаемых – 17546.6 га, при строительных работах – 38720.8 га, при размещении отходов – 1863.6 га. При этом площади нарушенных земель в субъектах Российской Федерации в 2019 г. по их арктической части составляют: в Ямало-Ненецком АО – 156793.1 га, Красноярском крае – 5489.9 га, Ненецком АО – 21062.5 га, Мурманской области – 22373.9 га, Архангельской области – 6592.1 га, Чукотском АО – 4871.2 га, Республике Саха (Якутия) – 313.1 га. Такие нарушенные земли утрачивают хозяйственную ценность и являются источником отрицательного воздействия на окружающую среду в связи с нарушением почвенного покрова, гидрогеологического режима и образования техногенного рельефа [17].

За последние 40 лет произошли значительные изменения геокриологических условий Европейского Севера, которые выражаются в отступании к северу на десятки километров южной границы и зоны сплошного распространения многолетнемерзлых пород; значительном увеличении мощности несквозных таликов, существовавших до указанного периода; сокращении площади и значительном повышении температуры многолетнемерзлых пород за счет возникновения новых таликов; развитии термокарстовых просадок [18, 19].

Строительство газопровода «Сила Сибири» и эксплуатация нефтепровода «Восточная Сибирь – Тихий океан», разработка в Северо-Западной Якутии крупнейшего месторождения редкоземельных металлов Томтор и т.д. связаны с разномасштабным воздействием на поверхностные геосистемы, в том числе на многолетнемерзлые породы, и сопровождаются изменением характера их развития, морфологии, строения и свойств. Увеличение температуры многолетнемерзлых пород по сравнению с климатической нормой 1960–1990 гг. на севере Западной Сибири привело к ухудшению инженерно-геологических и геоморфологических условий и, соответственно, к уменьшению несущей способности оснований зданий и сооружений в среднем по региону на 17 %, в некоторых районах – до 45 %. Наблюдения свидетельствуют в основном об увеличении среднегодовой температуры верхних горизонтов многолетнемерзлых пород с 1970-х гг., которое составило 1.2–2.8 °С на севере

европейской территории России, 1.0 °С – на севере Западной Сибири, 1.5 °С – в Центральной Якутии и около 1.3 °С – в Восточной Сибири [14, 15, 20].

Антропогенные преобразования и характерные изменения рельефа территорий городов Арктической зоны РФ

Город	Антропогенные преобразования территории	Характерные изменения рельефа
Архангельск	Строительство, осушение болот, вертикальная планировка. Срезка уступов, карьеры, отвалы, выемки и насыпи	Повышение и понижение поверхности, относительная высота антропогенных форм рельефа до 10–12 м. Накопление техногенных отложений мощностью от 0.5 до 6.0 м. Участки насыпного и намывного грунта в районах с мощностью торфа до 12–18 м. Значительная осадка территории (до 34 % от первоначальной мощности торфа или на 5–22 мм ежегодно), понижение уровня грунтовых вод
Воркута	Насыпи, шахты, шахтные отвалы, карьеры, каналы, отсыпка территории, берегоукрепление, устройство дренажных систем и др.	Денудационные трансформации поверхности. Преобладание положительных форм рельефа общей площадью около 75 км^2, 30 % которой занимают отвалы шахт. Загрязнение и дегумификация, нарушение, уплотнение, вторичное засоление, эрозия почв и др. Деградация ММП
Салехард	Строительство сооружений, дорог, объектов инфраструктуры, коммуникаций, выемки и насыпи	Изменение теплового баланса грунтов, поверхностного стока. Активизация эрозионных процессов и оврагообразование. Развитие процессов заболачивания, термокарста, пучения, наледеобразование. Деформации поверхности (асфальтовых покрытий, несущих конструкций, коммуникаций, ЛЭП и др.)
Новый Уренгой	Строительство промышленных и других площадных и линейных объектов. Крупные карьеры, бульдозерные выемки, дороги с твердым покрытием и насыпные. Вездеходный транспорт. Освоение песчаных массивов	Значительные техногенные нарушения почвенно-растительного слоя. Литологический состав поверхностных отложений территории города и окрестностей изменен более чем на 50 % за счет насыпного грунта. Активизация геокриологических, гидрогеологических, гравитационных процессов. Обводнение, протаивание грунтов и последующие термоэрозия и термокарст наиболее активны вдоль путей вездеходного транспорта. Образование дефляционных западин и аккумулятивных форм. Песчаные бури при сильном ветре
Норильск	Горнорудная промышленность: подземный способ добычи, шахты, рудники, карьеры, шахтные отвалы, хвостохранилища, изрытость и т.п. Беспорядочная отсыпка без дополнительного уплотнения	Выровненный антропогенный рельеф. Деградация почвы и растительного покрова на площадях более десятков тысяч га на разных участках. Формирование техногенной толщи мощностью 5–10 м. В черте активной застройки техногенная толща сложена насыпными грунтами, включающими отходы производства и металлургический шлак, слежавшиеся в течение длительного времени. Деформации поверхности. Ослабление структуры грунтов, уменьшение их плотности и снижение прочности. Подъем уровня грунтовых вод. Техногенное подтопление и засоление грунтов приводит к повышению притока тепла в мерзлую толщу за счет увеличения теплопроводности грунтов, повсеместному увеличению глубины сезонно-талого слоя

Примечание. Использованы данные работ [22, 23–32].

Практически во всех городах и поселениях, расположенных в зоне многолетнемерзлых пород, отмечается техногенная активизация геокриологических процессов, которая выражается в изменении глубин сезонного промерзания и оттаивания, формировании перелетков мерзлых пород и мощных чаш оттаивания, развитии термокарста.

Наиболее заметно проявлены процессы техногенеза на территории Норильского промышленного комплекса. Уничтожение мохово-лишайникового покрова привело к изменению температурного режима грунтов и глубины их сезонного оттаивания, увеличению мощности сезонно-талого слоя на 25–50 % [21]. По данным А.А. Федотова и др. [22], глубина сезонного промерзания – оттаивания в Норильском регионе составляет 0.5–0.6 м и с 1980 г. увеличилась на 0.1 м.

Особенности антропогенных преобразований и изменений геоморфологических и геоэкологических условий представлены на примере территорий городов Арктической зоны (таблица), различающихся по местоположению, инженерно-геологическим условиям и истории освоения.

Формирование и развитие городских территорий всегда связано со значительными изменениями рельефа, свойств грунтов, гидрогеологического и геохимического режима, скорости рельефообразующих процессов.

Особенности инженерно-геологической, геоморфологической и геоэкологической трансформации территорий Арктической зоны определяются различиями геологического строения, ландшафтно-геоморфологических условий, распространения, состава и свойств многолетнемерзлых пород, условий теплообмена и др., а также в значительной степени спецификой и длительностью техногенных воздействий.

1. Суходровский В.Л. Экзогенное рельефообразование в криолитозоне. М.: Наука, 1979. 280 с.

2. Барановский Е.А., Григорьев Н.Ф. Солифлюкционные сплавы на п-ве Ямал // Исследование мерзлых толщ и криогенных явлений. Якутск: Якут. кн. изд-во, 1988. С.43–46.

3. Антропогенное воздействие на окружающую среду Арктической зоны Российской Федерации / О состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2017 году: Государственный доклад. URL: https://gosdoklad-ecology.ru/2017/arkticheskaya-zona-rossiyskoy-federatsii/sostoyanie-okruzhayushchey-sredy/ (дата обращения: 15.02.2023).

4. Лихачева Э.А., Некрасова Л.А., Чеснокова И.В. Ресурсные города в зоне многолетнемерзлых пород (эколого-геоморфологические проблемы и пути решения) // Научные ведомости Белгородского государственного университета. Серия: Естественные науки. 2018. Т. 42. № 4. С. 497–506. DOI: 10.18413/2075-4671-2018-42-4-497-506.

5. Лихачева Э.А., Кошкарев А.В., Некрасова Л.А., Чеснокова И.В., Черногаева Г.М., Морозова А.В. Эколого-геоморфологический анализ Арктической зоны Российской Федерации. М.: Медиа-ПРЕСС. 2020. 120 с.

6. Чигир В.Г., Григорьева Н.Н., Панфилова В.К., Грабецкая Н.А. Принципы количественной устойчивости деятельного слоя // Исследования устойчивости геосистем Севера / Ред. В.И. Соломатин. М.: Изд-во Московского университета. 1988. С. 65–92.

7. Суходровский В.Л., Козлова А.Е. Криогенные процессы и геоэкология Западной Сибири // Геоморфологические процессы и окружающая среда (количественный анализ взаимодействия): Тезисы докладов международного симпозиума. Казань: Изд-во КазГУ, 1991. Ч. 1. С. 94–96.

8. Козлова А.Е., Некрасова Л.А. Эколого-геоморфологические исследования на севере Западной Сибири // Рельеф среды жизни человека (экологическая геоморфология) / Ред. Э.А. Лихачева, Д.А. Тимофеев. М.: Медиа-ПРЕСС, 2002. С. 135–149.

9. Игловский С.А. Антропогенные изменения мерзлотных условий Европейского Севера и их последствия // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2013. № 1. С. 53–60.

10. Абатурова И.В., Емельянова И.А. Особенности инженерно-геологических условий г. Надыма // Геология, геофизика и геоэкология: Материалы Уральской горнопромышленной декады (14–23 апреля 2008 г.). Екатеринбург: УГГУ, 2008. С. 51–52.

11. Савинцев И.А. Геокриологические условия Обь-Надымского междуречья // Литосфера. 2009. № 4. С. 119–123.

12. Савинцев И.А. Инженерно-геологические условия долинных областей криолитозоны ЯНАО: на примере Салехардской и Надымской площадей: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2012. 28 с.

13. Грязнов О.Н. Факторы инженерно-геологических условий Урала. Физико-географические и техногенные факторы // Известия Уральского государственного горного университета. 2014. Вып. 4 (36). С. 5–18.

14. Шац М.М., Сериков С.И., Скачков Ю.Б. Роль техногенеза в современной динамике мерзлых толщ горных пород // Климат и природа. 2017. № 4 (25). С. 3–16.

15. Шац М.М. Современная динамика многолетнемерзлых пород: основные причины и геомониторинг // Использование и охрана природных ресурсов в России. 2019. № 2 (158). С. 7–14.

16. Гребенец В.И., Толманов В.А., Хайрединова А.Г., Юров Ф.Д. Проблема размещения отходов в арктических регионах России // Проблемы региональной экологии. 2019. № 3. С. 63–67. DOI:10.24411/1728-323X-2019-13063.

17. Васильцов В.С., Яшалова Н.Н., Новиков А.В. Климатические и экологические риски развития прибрежных арктических территорий // Арктика: экология и экономика. 2021. Т. 11. № 3. С. 341–352. DOI:10.25283/2223-4594-2021-3-341-352.

18. Оберман Н.Г. Мерзлые породы и криогенные процессы в Восточно-Европейской Субарктике // Почвоведение. 1998. № 5. С. 540–550.

19. Оберман Н.Г., Лыгин А.М. Прогнозирование деградации многолетнемерзлых пород на примере европейского северо-востока страны // Разведка и охрана недр. 2009. № 7. С. 15–20.

20. Стрелецкий Д.А., Шикломанов Н.И., Гребенец В.И. Изменение несущей способности мерзлых грунтов в связи с потеплением климата на севере Западной Сибири // Криосфера Земли. 2012. Т. 16. № 1. С. 22–32.

21. Чупрова И.Л. Оптимизация техногенных ландшафтов Крайнего Севера: Норильский промышленный район, п-ов Таймыр: Автореф. дис. … докт. биол. наук. Петрозаводск, 2006. 407 с.

22. Федотов А.А., Канибер В.В., Храпов П.В. Анализ и прогнозирование изменений температурного режима грунта в районе города Норильска // International Journal of Open Information Technologies. 2020. Т.8. № 10. С. 51–65.

23. Состояние и охрана окружающей среды в Архангельской области за 2010 год: Доклад / Ред. А.В. Чулков. Архангельск: КИРА, 2011. 256 с.

24. Онякова А.М. Формирование инженерно-геологических условий города Архангельска // Научный электронный журнал «Меридиан». 2020. Вып. 1 (35). С. 267–269.

25. Невзоров А.Л., Никитин А.В., Заручевных А.В. Город на болоте. Архангельск: САФУ, 2012. 158 с.

26. Невзоров А.Л. Геологические условия Архангельска // Очерки по геологии и полезным ископаемым Архангельской области / Ред. Р.М. Галимзянов. Архангельск: Поморский госуниверситет, 2000. С. 126–135.

27. Еременко Е.А., Фузеина Ю.Н., Ворошилов Е.В., Власов М.В., Бредихин А.В. Антропогенная трансформация рельефа Воркутинского промышленного района // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2021. № 1. С. 3–15.

28. О состоянии окружающей среды Республики Коми в 2016 году: Государственный доклад. Сыктывкар, 2017. 179 с.

29. Жданов Д.В. Особенности строительства и проблемы городов в условиях криогенных процессов // Геология, геофизика и геоэкология: Материалы Уральской горнопромышленной декады (9–18 апреля 2007 г.). Екатеринбург: УГГУ, 2007. С. 31.

30. Тактуев Е.М. Инженерно-геологические условия г. Салехарда // Геология, геофизика и геоэкология: Материалы Уральской горнопромышленной декады (9–18 апреля 2007 г.). Екатеринбург: УГГУ, 2007. С. 30.

31. Лихарев Б.В. Эколого-геологические условия города Салехарда // Известия Уральского государственного горного университета. 2003. Вып. 17. С. 52–54.

32. Тирских С.А., Вашестюк Ю.В., Штельмах С.И., Рященко Т.Г. Комплексные исследования техногенных грунтов строительной площадки в районе г. Норильска (опыт интеграции производственных и научных результатов) // Вестник Иркутского государственного технического университета. 2014. № 2 (85). С. 80–85.

РУСЛОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ И ОПАСНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ЛЕВОБЕРЕЖНЫХ ПРИТОКОВ Р. АНГАРЫ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

М.Ю. Опекунова[1], Н.В. Кичигина[1], А.А. Рыбченко[2], А.В. Бардаш[1], А.В. Силаев[1]

[1] Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, Россия, opek@mail.ru
[2] Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. На основе актуальной информации о структуре, строении, динамике флювиальных систем юга Восточной Сибири в различных геодинамических обстановках определено влияние антропогенного и природных факторов в тенденциях и механизмах развития на различных топологических уровнях. Выделено шесть периодов изменения водности по максимальным годовым расходам за период от начала наблюдений до 2019 г. При прохождении катастрофических паводков, вызванных усилением циклонической деятельности, максимальные скорости разрушения берегов в пределах равнин достигают 1.5–2.0 м/год, для рек горных, предгорных областей – 2–6 м. Анализ динамики развития пойменно-русловых комплексов территории позволяет выделить две зоны мобильно развивающихся пойменно-русловых комплексов: предгорную и устьевую, разделенные относительно стабильной равнинной зоной.

Ключевые слова: русловые деформации; морфодинамика; опасные процессы; Восточная Сибирь

CHANNEL DEFORMATIONS AND HAZARDOUS PROCESSES OF THE LEFT-BANK TRIBUTERS OF THE ANGARA RIVER (EASTERN SIBERIA)

M.Yu. Opekunova[1], N.V. Kichigina[1], A.A. Rybchenko[2], A.V. Bardash[1], A.V. Silaev[1]

[1] Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia
[2] Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

Abstract. The influence of anthropogenic and natural factors in the trends and mechanisms of its development at various topological levels was determined, on the basis of actual information of the spatiotemporal dynamics of fluvial systems in the south of Eastern Siberia in various geodynamic settings are determined. The six low and high water periods were identified in the territory under consideration as a result of the analysis of the maximum annual river runoff fluctuations for the total observation period till 2019, using the difference integral curves method. During the catastrophic floods the maximum rates of the banks destruction within the plains reach 1.5–2 m per year, within the mountainous areas2–6 m per year. An analysis of the dynamics of the development of floodplain-channel complexes makes it possible

to distinguish two zones of active developing floodplain-channel complexes: mountain and urban, which separated by a relatively stable plain zone.

Keywords: channel deformations; morphodynamics; hazardous processes; Eastern Siberia

Изучение процессов флювиального рельефообразования, в частности комплексное исследование формирования и развития речных долин, позволяет выявить ряд особенностей развития природных компонентов, в том числе и ритмики экзогенного рельефообразования [1–5], которая является важной составляющей в процессе трансформации и эволюции ландшафтов [6–10].

Проявление экстремальных гидрологических и геологических процессов характерно как для горных [11–13], так и для равнинных областей [14]. В последнее время наблюдается усиление циклонической деятельности [15] и прохождение катастрофических дождевых паводков, которые признаны одним из ведущих факторов чрезвычайных ситуаций для южных районов Иркутской области [16–18]. В связи с этим важно иметь представление о пространственно-временной дифференциации и динамике гидрологического режима, а также степени влияния прохождения экстремальных паводков на интенсивность проявления опасных геологических процессов.

Территория исследования охватывает речные бассейны площадью более 1.6 тыс. км^2, занимающие горно-предгорные и равнинные области [19]. Область их нижнего течения относится к районам долговременного освоения, испытывающим значительный антропогенный прессинг, в том числе связанный с возведением каскада ГЭС на р. Ангаре [10, 18].

Анализ динамики плановых русловых деформаций за период с 1977 по 2021 г. проводился с использованием космических снимков Landsat (MSS, 5 TM, ETM+, OLI, TIRS) и топографических карт. Наиболее подходящая комбинация каналов для Landsat 5 – 7, 4, 2 и соответствующая им 7, 5, 3 в Landsat 8. Эта комбинация дает изображение, близкое к естественным цветам, и позволяет достаточно четко выделять водные объекты.

Для достоверности анализа русловых деформаций использовались снимки с датами съемки в четко выраженную летне-осеннюю меженную фазу, исключая периоды летних паводков. Привязка, оцифровка и анализ разновременных картографических слоев проводились с помощью ГИС MapInfo.

В пределах выделенных геоморфологических районов (горный, предгорный и равнинный) были подсчитаны площади островной поймы в пределах русла, а также пойменно-русловых разветвлений за различные периоды наблюдений. Далее площади в границах районов были приведены к безразмерному виду, где за единицу принимается общая площадь островной поймы в 1977 г.

Фактический материал о морфологических, морфометрических параметрах, динамике берегов в маловодные и многоводные периоды получен на основе многолетних полевых исследований, включающих мониторинг русловых деформаций и срочные наблюдения [14, 18].

Наиболее экстремальные широкомасштабные паводки на рассматриваемых реках произошли в 1971, 2001 и 2019 гг. Так, обеспеченность паводков 1971 г. составила около 0.5 % на гидропосту р. Иркут – с. Тибельти и около 2 % на гидропосту р. Китой – д. Дабады. Обеспеченность паводков 2001 г. составила около 1 % для р. Белой – д. Мишелевка и около 1.5 % для р. Китой – д. Дабады. При реконструкциях разными методами катастрофического паводочного наводнения 2019 г. значение максимального расхода на гидропосту р. Ия – г. Тулун оценивается различными специалистами в диапазоне 5640–6100 м^3/с [20, 21]. При этом Росгидромет установил значение максимального расхода, которым можно оперировать, существенно выше – в 7500 м^3/с [22]. Обеспеченность этого расхода в зависимости от метода аппроксимации варьируется от 0.1 по кривой Крицкого-Менкеля с оценкой параметров по методу наибольшего правдоподобия до 0.8 по кривой Виноградова С-3 по точности. По кривой Пирсона III типа с оценкой параметров по методу моментов обеспеченность этого расхода составляет около 0.5 %.

Для выявления динамики плановых русловых деформаций в пределах выделенных геоморфологических районов были подсчитаны площади островной поймы за различные периоды

наблюдений. Общая площадь островных массивов за 1977 г. в пределах каждого участка (горного, предгорного и равнинного) принимается за единицу, вариации изменения соответственно происходят около единицы.

Наибольшее увеличение площади островных пойменных массивов характерно для русел с пойменными разветвлениями. Отмечается нарастание площади пойм от средневодного периода к многоводному в предгорных частях рек Китой и Белая. Для этих рек предгорная часть – район внутренних дельт с развитием пойменно-руслового разветвленного типа.

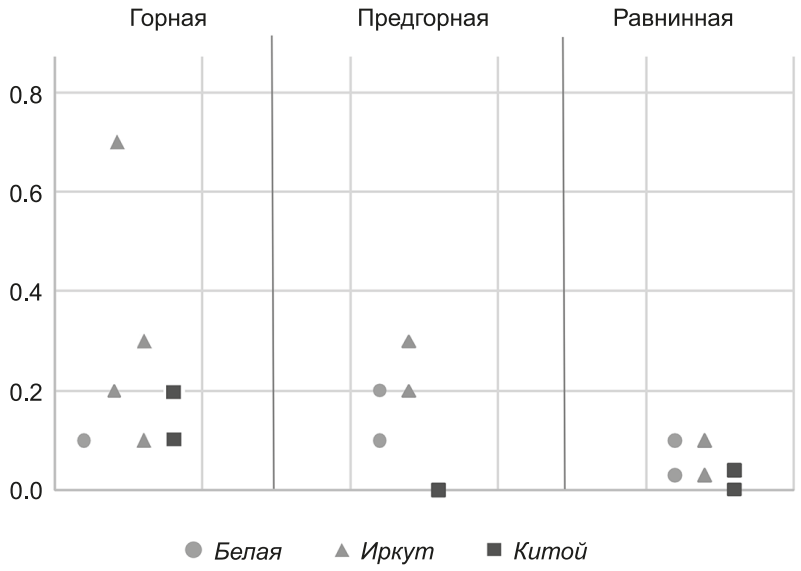
Значения относительной изменчивости островной поймы в пределах различных геодинамических областей за 1977–1995 и 1995–2021 гг. (рисунок) показывают, что горная и предгорная области находятся в одних интервалах – 0.1–0.4. Исключением стали минимальные и максимальные значения ~ 0 и 0.7 соответственно у рек Иркут в предгорной и р. Китой в горной области.

Предгорная часть бассейна р. Иркут в морфоструктурном плане соответствует плечу Байкальского рифта. Русло врезанного типа здесь отличается стабильностью, при повышении уровня воды единичные русловые острова оказываются затопленными. Максимальные значения изменчивости площади пойм р. Китой, вероятно, обусловлены морфометрическими параметрами рельефа, значительной расчлененностью, крутизной склонов, что определило высокую интенсивность склоновых процессов, а также впадением крупного притока Шумак, нахождением участка реки между двух разломных зон, ограничивающих структурную ступень.

Наименьшие колебания площадей пойм (интервал от 0 до 0.1) равнинной части характерны для всех рассмотренных рек. Для рек с широкопойменным типом, развитием адаптированных излучин и участков с двурукавным типами русел – Иркута и Китоя – зафиксировано общее увеличение площади островных пойм. Для р. Белой в пределах равнины характерно развитие адаптированного и врезанного типа русла, вследствие чего островная пойма уменьшилась.

Характер затопления во время паводков и наводнений обусловлен развитием морфодинамического типа русла и поймы, а также их комбинацией на разных отрезках течения и оказывает влияние на спектр возникающих геологических процессов и интенсивность их протекания [14, 18].

Для рассмотренных бассейнов отмечается определенная синхронность колебаний стока. Выделено шесть периодов изменения водности на рассматриваемых реках. Наиболее экстремальные широкомасштабные паводки на рассматриваемых реках произошли в 1971, 2001 и 2019 гг. С прохождением экстремальных паводков связаны максимальные плановые русловые деформации и активизация экзогенных процессов, особенно склоновых, что подтверждается результатами полевых



Распределение показателей относительной изменчивости площади островной поймы левобережных притоков Ангары с 1977 по 2021 г. в горной, предгорной и равнинной областях.

наблюдений 2019 г. непосредственно в период и после прохождения паводков. Обеспеченность паводков 1971 г. (средневодный период) варьировалась от 0.5 % в горно-котловинной (р. Иркут – с. Тибельти) до 2 % в горно-предгорной (р. Китой – д. Дабады) части бассейнов. Обеспеченность паводков 2001 г. (многоводный период) менялась для равнинной от 1 % (р. Белая – д. Мишелевка) до 1.5 % (р. Китой – д. Дабады) в предгорной части бассейнов.

Однако, несмотря на достаточно высокие показатели значений обеспеченности паводков, показатели относительной изменчивости площади островных пойм, которые были использованы для оценки плановых деформаций, в целом невелики. Максимальные значения этого показателя у широкопойменных рек в горной и предгорных областях равны 0.2–0.7 (то есть 20–70 % от площади пойм), минимальные на равнине – 0–0.1. Вовлеченность в пределах пойм в систему взаимодействия поток – суша – поток происходит в основном за счет возобновления боковых второстепенных проток, нежели разрушения или намыва берегов. Это свидетельствует о достаточно высокой устойчивости русел, что подтверждается относительно низкими скоростями разрушения берегов. Таким образом, прохождение экстремальных паводков высокой обеспеченности находит большее проявление в русловых изменениях в горно-предгорных областях.

В пределах равнин на степень интенсивности проявлений опасных процессов, скорости береговых деформаций значительное влияние оказывают процессы урбанизации. Отмечено, что наличие линейных объектов инфраструктуры (дорог) в пределах пойменных массивов часто провоцировало усиление скоростей потоков, увеличение объемов переносимого материала, а также формирование аккумулятивных форм рельефа. Плотность грунтов в береговой зоне снижается за счет вымывания мелких фракций, что приводит к формированию оползневых деформаций и угрозе разрушения сооружений на урбанизированных территориях.

Синхронность прохождения паводков на левобережных притоках р. Ангары может создать кумулятивный эффект, что станет дополнительным фактором развития негативных для человека процессов, которые могут повлечь разрушение объектов хозяйственной деятельности либо нанести им существенный урон.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 22–27–00326 «Специфика формирования и факторы развития речных долин бассейнов левых притоков Ангары: современная динамика и палеогеографические аспекты»).

1. Charlton R. Fundamentals of Fluvial Geomorphology. London: Routledge, 2008. 264 p.

2. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М: Географический факультет МГУ, 2003. 355 с.

3. Bridgland D.R., Westaway R. Preservation patterns of Late Cenozoic fluvial deposits and their implications: Results from IGCP 449 // Quaternary Intarnational. Vol. 189. Iss. 1. P. 5–38. DOI:10.1016/j.quaint.2007.08.036.

4. Layzell A.L., Eppes M.C., Johnson B.G., Diemer J.A. Post-glacial range of variability in the Conejos River Valley, southern Colorado, USA: fluvial response to climate change and sediment supply // Earth Surface Processes and Landforms. Vol. 37. Iss. 11. P. 1189–1202. DOI:10.1002/esp.3253.

5. Махинов А.В. Современное рельефообразование в условиях направленной аккумуляции. Владивосток: Дальнаука, 2006. 232 с.

6. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. Основные этапы формирования пойм равнинных рек Северной Евразии // Геоморфология. 2011. № 3. С. 20–31.

7. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 3: Антропогенные воздействия, опасные проявления и управление русловыми процессами. М.: КРАСАНД, 2019. 640 с.

8. Чернов А.В. География и геоэкологическое состояние русел и пойм рек Северной Евразии. М.: Крона, 2009. 684 с.

9. Беркович К.М. Географический анализ антропогенных изменений русловых процессов. М.: ГЕОС, 2001. 164 с.

10. Kozyreva E.A., Babicheva V.A., Mazaeva O.A. Transformation of the geological environment in the affected area of the reservoir of the Angarsk HPP cascade // The Bulletin of Irkutsk State University. Series Earth Science. 2018. Vol. 25. P. 66–87. DOI:10.26516/2073-3402.2018.25.66.

11. Солоненко В.П. Селевая деятельность в плейстосейстовых областях катастрофических землетрясений // Бюллетень московского общества испытателей природы. Отдел геологии. 1963. Т. 38. Вып. 2. С. 133–140.

12. Селевой паводок в г. Слюдянка на Байкале 20 июня 1960 г. / Ред. В.П. Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 72 с.

13. Makarov S.A., Cherkashina A.A. Debris flows morfolithogenesis in the central part of the Sayan-Baikal Stanovoi highlands // Geography and Natural Resources. 2019. Vol. 40. Iss. 1. P. 54–62. DOI:10.1134/S1875372819010086.

14. Опекунова М.Ю., Макаров С.А. Стихийные бедствия на реках юга Иркутской области в 2019 г.: геоморфологический аспект // География и природные ресурсы. 2019. № S5 (159). С. 77–82. DOI: 10.21782/GIPR0206-1619-2019-5(77-82).

15. Шаликовский А.В., Лепихин А.П., Тиунов А.А., Курганович К.А., Морозов М.Г. Наводнения в Иркутской области 2019 года // Водное хозяйство России. 2019. № 6. С. 48–65. DOI:10.35567/1999-4508-2019-6-4.

16. Кичигина Н.В. Опасность наводнений на реках Байкальского региона // География и природные ресурсы. 2018. № 2. С. 45–51. DOI:10.21782/GIPR0206-1619-2018-2(41-51).

17. Кичигина Н.В. Опасность паводочных наводнений в бассейнах левых притоков Ангары // География и природные ресурсы. 2020. № 4 (163). С. 45–55. DOI:10.21782/GIPR0206-1619-2020-4(45-55).

18. Bazhenova O.I., Bardash A.V., Makarov S.A., Opekunova M.Y., Tukhta S.A., Tyumentseva E.M. The functioning of erosion-channel systems of the river basins of the south of Eastern Siberia // Geosciences. 2020. Vol. 10. Iss. 5. P. 176–186. DOI:10.3390/geosciences10050176.

19. Иркутская область: экологические условия развития: Атлас / Ред. А.Р. Батуев, А.В. Белов, Б.А. Богоявленский. М.–Иркутск: Роскартография, 2004. 90 с.

20. Беликов В.В., Борисова Н.М., Глотко А.В. Численное гидродинамическое 2D-моделирование затопления г. Тулуна на р. Ия в паводок 2019 г. // Водные ресурсы. 2021. Т. 48. № 5. С. 513–525. DOI: 10.31857/S0321059621040027.

21. Мотовилов Ю.Г., Гельфан А.Н., Полянин В.О. Катастрофические паводки в бассейне Ангары в 2019 году: моделирование условий формирования и водного режима рек // Известия РАН. Серия географическая. 2021. Т. 85. № 2. С. 302–316 DOI:10.31857/S2587556621020102.

22. Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО). URL: https://gmvo.skniivh.ru (дата обращения 23.02.2021).

ИМАТРОВЫ КАМНИ В БАССЕЙНЕ РЕКИ НЕВЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

Р.В. Паранин

Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, г. Санкт-Петербург, Россия, paranin.roman@yandex.ru

Аннотация. В статье рассмотрены возможности оценки скорости тектонического поднятия Карельского перешейка и территорий, прилегающих к нему с северо-запада, на основе пространственного

положения озерно-ледниковых ленточных глин, содержащих иматровы камни (глинисто-карбонатные конкреции). Такая возможность появилась благодаря находкам в карьере завода «Эталон», расположенного на правом берегу Невы, конкреций, идентичных иматровым камням с берегов Вуоксы.

Ключевые слова: иматровы камни; ленточные глины; изостатическое поднятие; бассейн Невы

IMATRO STONES IN THE NEVA RIVER BASIN AS INDICATORS OF TECTONIC DEFORMATIONS

R.V. Paranin

Herzen Russian State Pedagogical University, St. Petersburg, Russia

Abstract. The article considers the possibility of estimating the rate of tectonic uplift of the Karelian Isthmus and territories adjacent to it from the northwest, based on the spatial position of lacustrine-glacial banded clays containing Imatra stones (clay-carbonate nodules). This opportunity arose thanks to the finds in the quarry of the Etalon plant, located on the right bank of the Neva, of nodules identical to the mater stones from the banks of the Vuoksa.

Keywords: Imatra stones; banded clays; isostatic uplift; Neva basin

Коллекция иматровых камней собрана автором осенью 2022 г. на глубине 15–20 м ниже у.м. в глиняном карьере завода «Эталон», расположенного на правом берегу р. Невы в 1 км к северу от пос. Свердлова. В геологическом словаре дается следующее определение: «Иматровы камни (по водопаду Иматра в Карелии) – глинисто-известковистые (мергелистые) конкреции в четвертичных ленточных озерных глинах (в основном дриасового или аллередового возраста), своеобразной концентрически-дискоидальной формы, образующие разнообразные сростки, также специфической формы (типа «восьмерки» и более сложные). Описаны многими исследователями под разными назв. на огромной территории от Финляндии до Канады, в северо-восточных штатах США, в Тувинской автономной республике и даже на Северном Кавказе. Являются характерным признаком определенных фаций (озерных ленточных глин в условиях своеобразного климата, холодного, континентального, с резко выраженными сухими и теплыми сезонами) и определенного литолого-стратиграфического горизонта на этой огромной площади» [1, с. 284].

Цель данной статьи – сопоставить геопозиции иматровых камней, описанных к настоящему времени в бассейне р. Невы, и на этой основе оценить скорость тектонической деформации территории.

Химический состав собранных конкреций определен к.г.н, доцентом кафедры геологии и геоэкологии М.А. Марковой в лаборатории геохимии окружающей среды им. А.Е. Ферсмана факультета географии РГПУ им. А.И. Герцена на аппарате спектрометр рентгеновский кристалл-дифракционный вакуумный «Спектроскан Макс GV». Пробоподготовка осуществлялась автором самостоятельно.

По форме иматровы камни, найденные в карьере, разделены на дисковидные и грибовидные (рис. 1). Химический состав определен для конкреций, собранных на дне карьера и в стенке разреза (инситные), вмещающих ленточных глин, а также для различных слоев, выделенных на пришлифованном срезе (рис. 2). Полученные данные сопоставлены с литературными описаниями [2, 3]. Состав найденных конкреций и тип вмещающих пород совпали с характеристиками иматровых камней, опубликованными финскими исследователями [4]. На основе совпадения характеристик автором высказано предположение о сходном возрасте и генезисе глинисто-карбонатных конкреций карьера и иматровых камней, известных по описаниям. Из этого можно сделать вывод о голоценовом возрасте глин, перекрывающих слой, насыщенный конкрециями [5].

География находок иматровых камней позволяет составить первое представление о простирании вмещающего их литолого-стратиграфического горизонта. Ближайшие к карьеру завода «Эталон» (59.80404° с.ш.; 30.67134° в.д.) находки отмечены у водопада в г. Иматра (61,16260° с.ш.; 28,77023° в.д.) и у г. Светогорска (61,04958° с.ш.; 28,89317° в.д.). Водопад высотой 18 м существовал до 20-х гг. XX в., сейчас здесь находится гранитный каньон и водоскат ГЭС. Выше по течению расположено оз. Сайма – исток р. Вуокса, прорывающей гряду Салпаусселькя. Ниже по течению в 15 км от Иматры Вуокса вымывает конкреции из ленточных глин на участке между Лесогорским мостом и Лесогорской ГЭС (рис. 3).

В таблице представлена высота пластов ленточных глин, содержащих конкреции и расчеты уклона поверхности литолого-стратиграфического горизонта между рассмотренными пунктами. Общий перепад высот составляет 65 м, на отрезке между исследованным карьером и Лесогорском – 36 м, между Лесогорском и Иматрой – 29 м. Поскольку расстояния значительно превышают высотные различия, для расчета уклона горизонта расстояние между пунктами принято равным горизонтальному положению [7].

Оценка скорости тектонического поднятия по линии «Карьер – Иматра». При условии формирования осадочной толщи, содержащей конкреции, в Балтийском приледниковом бассейне на сходной глубине можно оценить скорость ее деформации в результате тектонического поднятия

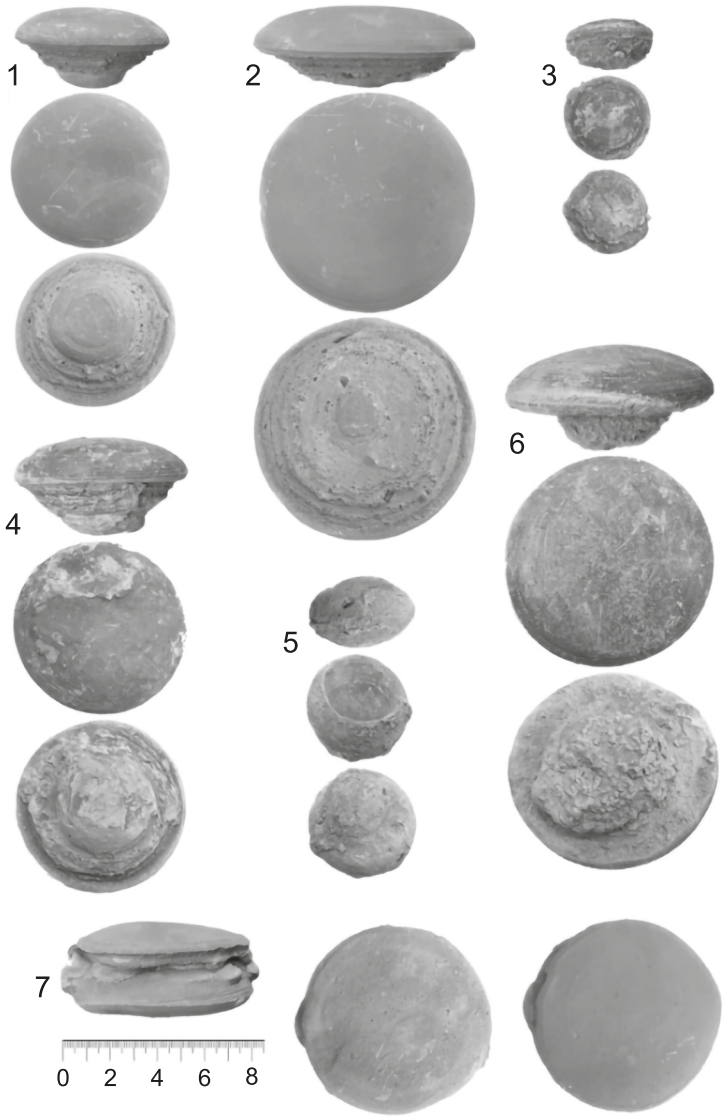


Рис. 1. Конкреции из карьера завода «Эталон» (в трех проекциях).

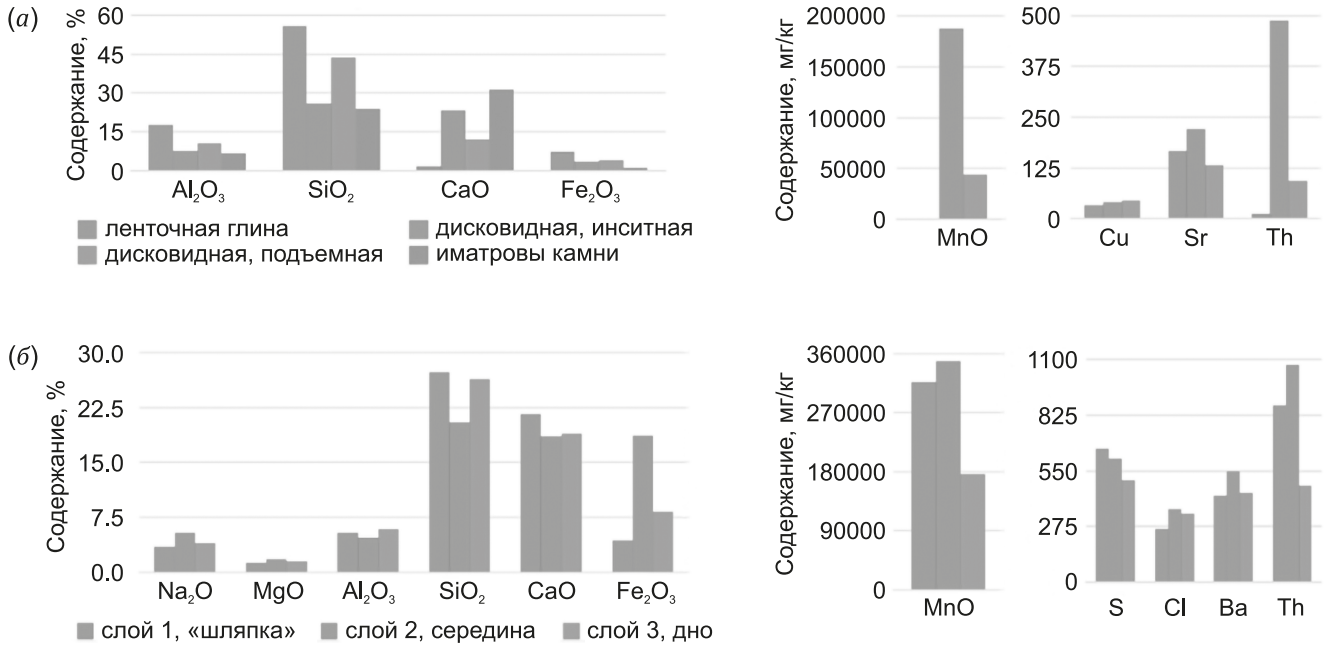


Рис. 2. Химический состав конкреций из карьера завода «Эталон».
(*а*) – сравнение состава дисковидных конкреций и иматровых камней (по [6]); (*б*) – сравнение состава слоев грибовидной конкреции.

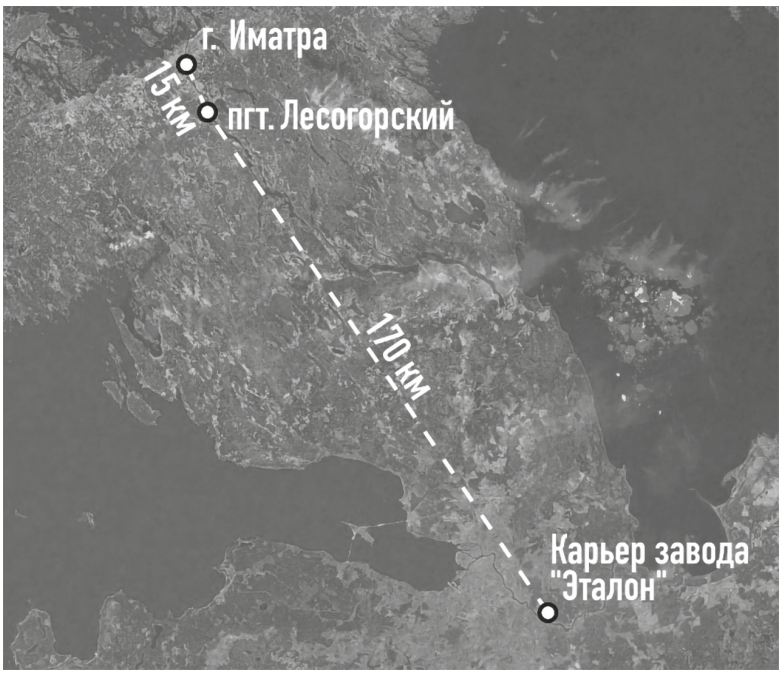


Рис. 3. География месторождений иматровых камней.

Взаимное расположение пластов, содержащих иматровы камни

Пункты	Высота, м	Расстояние, км		Уклон, град.	
г. Иматра	45	15	–	0.111	–
ПГТ Лесогорский	16		170		0.012
Карьер завода «Эталон»	–20	–		–	

в голоцене. Если за точку отсчета принять глубину пласта с конкрециями в карьере, то за интервал 11700 лет скорость дифференцированного поднятия в Лесогорске составит 0.31 см/год и в Иматре – 0.55 см/год. Скорости поднятия будут ниже, если учитывать тектоническое погружение Приневской низменности (положение пласта с конкрециями в карьере –20 м). Таким образом, оценки, полученные на основе размещения идентичных конкреций, дают более низкие значения скорости поднятия, чем принятые для современных движений Балтийского щита (+10 мм по [8]), но согласуются с результатами измерений вертикальных скоростей послеледникового поднятия по данным регулярных GPS-измерений [9].

Следовательно, различия в высотном положении иматровых камней из карьера завода «Эталон» и местонахождений, расположенных в верховьях р. Вуокса, позволяют дать оценку скорости дифференцированного тектонического поднятия территории: 0.31 см/год в Лесогорске и 0.55 см/год в Иматре. Полученные значения ниже скорости изостатических движений в центре Балтийского щита, но согласуются с оценкой вертикальных скоростей послеледникового поднятия по данным регулярных GPS-измерений.

Уклон литолого-стратиграфического горизонта менее 1° позволяет игнорировать тектонический перекос при моделировании палеорельефа с помощью ГИС.

1. Геологический словарь / Ред. К.Н. Паффенгольц. М.: Недра, 1978. Т. 1. 486 с.
2. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.
3. Атлас конкреций / Ред. А.В. Македонов, Н.Н. Предтеченский. Л.: Недра, 1988. 323 с.
4. Паранин Р.В., Паранина А.Н., Кошелева Е.А., Маркова М.А., Ремизова С.Т. Глинисто-карбонатные конкреции из карьера завода «Эталон» (Приневская низменность) // Астраханский вестник экологического образования. 2023. № 2. С. 4–11. DOI:10.36698/2304-5957-2023-2-4-11.
5. Паранин Р.В. К вопросу о генезисе валунного материала, включенного в ленточные глины правобережья реки Невы // Астраханский вестник экологического образования. 2023. № 1 (73). С. 24–32. DOI:10.36698/2304-5957-2023-1-24-32.
6. Eskola P. Conditions during the earliest geologic times as indicated by the Archean rocks. Helsinki, 1932. 77 p.
7. Калькулятор уклонов. URL: https://poschitat.online/uklon (дата обращения 25.05.2023).
8. Мещеряков Ю.А. Современные тектонические движения Балтийского и Канадского щитов // Природа. 1950. № 2. С. 24–25.
9. Vestøl O. Determination of postglacial land uplift in Fennoscandia from levelling, tide-gauges and continuous GPS stations using least squares collocation // Journal of Geodesy. 2006 Vol. 80. P. 248–258. DOI:10.1007/s00190-006-0063-7.

ИССЛЕДОВАНИЯ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ УЧАСТКА МЯГКАЯ КАРГА В ПРЕДЕЛАХ БАРГУЗИНСКОГО ЗАЛИВА ОЗЕРА БАЙКАЛ

В.А. Пеллинен, А.А. Светлаков

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия, vadim.a.pellinen@ya.ru

Аннотация. Озеро Байкал – уникальный водный объект нашей страны. В пределах байкальских берегов современную морфологию береговых зон определяют такие процессы, как абразия, аккумуляция, оползни, обвалы, ветровой перенос песков и др. Береговые склоны Байкальской впадины

имеют единое, преимущественно сбросово-тектоническое, происхождение. После образования глубоководного Байкала склоны оказались в резко различных условиях экзогенного развития. В современных условиях после периода длительной технической эксплуатации водоема на озере развиваются четыре основных генетических типа берегов. Целью настоящей работы является анализ основных условий и факторов развития аккумулятивных берегов оз. Байкал. Для решения поставленной цели был выбран ключевой участок Мягкая Карга в пределах Баргузинского залива. На данном участке выполнен комплекс инженерно-геологических работ. Анализ данных наблюдений, полученных в ходе экспедиционных и лабораторных работ, а также обобщение полученных ранее знаний из литературных источников позволили сделать вывод, что формирование таких типов берегов, как аккумулятивный берег Баргузинского залива, происходит в результате влияния комплекса природных компонентов, усиливающих или ослабляющих действие друг друга. Характер распределения гранулометрического состава отложений в пределах аккумулятивных берегов является своеобразным индикатором современной активности различных морфодинамических и литологических процессов.

Ключевые слова: аккумуляция; берег; гранулометрический состав; озеро Байкал

RESEARCH OF THE COASTAL ZONE OF THE MYAGKAYA KARGA SITE WITHIN OF THE BARGUZINSKY BAY, LAKE BAIKAL

V.A. Pellinen, A.A. Svetlakov

Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

Abstract. Lake Baikal is a unique water body in our country. Within the limits of the Baikal shores, the modern morphology of coastal zones is determined by such processes as abrasion, accumulation, landslides, landslides, wind transport of sands, etc. development. In modern conditions, after a period of long-term technical operation of a reservoir, four main genetic types of shores develop on the lake. The purpose of this work is to analyze the main conditions and factors for the development of the accumulative shores of the Lake Baikal. To achieve this goal, the key site Myagkaya Karga within the Barguzinsky Bay was chosen. A complex of engineering and geological works was carried out at this site. An analysis of the observational data obtained in the course of expeditionary and laboratory work, as well as a generalization of the previously obtained knowledge from literary sources, led to the conclusion that the formation of such types of coasts as the accumulative coast of the Barguzinsky Bay occurs as a result of the influence of a complex of natural components that enhance or weaken the effect each other. The nature of the distribution of the granulometric composition of sediments within the accumulative banks is a kind of indicator of the current activity of various morphodynamic and lithological processes.

Keywords: accumulation; coast; granulometric composition; Lake Baikal

Местность Мягкая Карга представляет собой одну из самых крупных аккумулятивных форм оз. Байкал протяженностью 21 км: от устья р. Баргузин до п-ва Святой Нос. За песчаной косой, на северо-восток, начинается болотистый перешеек Мягкая Карга, который отделяет Баргузинский залив от Чивыркуйского. Привнос песчаного материала на косу происходит за счет вод р. Баргузин в паводковое время. В геологическом прошлом вследствие сейсмотектонических явлений п-ов Святой Нос еще являлся островом, отделенным от восточного берега Чивыркуйско-Баргузинским проливом. В четвертичное время происходило заполнение пролива донными осадками, поскольку Святой Нос служил барьером для рыхлых отложений [1, 2].

Экспедиционные работы на ключевом участке включали в себя маршрутное обследование поверхности района, а именно отбор образцов песка в урезе, средней и тыловой части пляжа, в

области эолового выноса и вершины первого подводного вала береговой зоны Баргузинского залива. Гранулометрический состав отложений береговой зоны залива был исследован при помощи прибора ANALYSETTE 22 NanoTec. При помощи эхолота DeeperChirp+ были построены профили подводной части береговой зоны. Морфометрический анализ выполнен в результате дешифрирования ортофотоплана, построенного при помощи снимков, полученных в ходе съемки БПЛА DJI Inspire 1pro.

Для удобства изучения аккумулятивная часть береговой зоны Баргузинского залива была разделена на два участка: Северный, протяженностью 21 км (от устья р. Баргузин до п-ова Святой Нос) и Южный, равный 5.5 км (от устья р. Баргузин до восточного берега оз. Байкал).

Участок Северный начинается от п-ова Святой Нос, в этой точке галечный пляж полуострова меняется на песчаный. Песок, слагающий пляж, имеет крупный размер частиц 0.6–0.8 мм и хорошо сортирован. На расстоянии 2–4 м от уреза сформированы небольшие дюны высотой 1–2 м, заросшие сосновым лесом, которые, протягиваясь в цепочку на юг, образуют первый береговой вал (рис. 1). Протяженность такого берега составляет 2.46 км. Далее количество растительности снижается, а высота дюн увеличивается до 3–4 м, однако на этом участке протяженностью около 5.8 км береговой вал имеет разрывы и представлен отдельными дюнами. Размер фракций песка, слагающего пляж на данном участке, становится мельче (0.3–0.5 мм). На расстоянии примерно 8 км от полуострова начинается участок активного эолового поля. Ширина пляжа увеличивается с 2–3 до 5–60 м. Высота отдельных дюн достигает 5–7 м. Все это в комплексе – активное эоловое поле протяженностью 4.12 км и шириной до 350 м. Далее, до устья р. Баргузин аккумулятивный берег приходит в зону, состоящую из пляжа шириной 20–40 м.

Южный участок в основном представлен активным эоловым полем с шириной пляжа, изменяющейся от 3 до 50 м. В результате сильных ветров на отдельных частях данного участка сформировались перпендикулярно урезу котловины выдувания протяженностью 0.5–1.0 км. Гипсометрическая отметка днища этих котловин близка уровню Байкала, поэтому оно заболочено.

Минералогический анализ отложений показал, что основным источником наносов для северной части является р. Баргузин, а для южной – пролювиальные и водно-ледниковые отложения берегового уступа, примыкающего к горному массиву на севере.

В результате эхолотирования были зафиксированы три подводных вала: первый – на расстоянии 30 м, второй – 40 м, а третий – 120 м от берега. Ширина первого и второго валов равна 15 м, третьего – 30 м (рис. 2.).

Анализ, основанный на сборе количественных данных и наблюдений за берегоформирующими процессами косы Мягкая Карга, позволяет сделать вывод о состоянии всех аккумулятивных берегов, поскольку интерпретация полученных данных показывает чувствительность береговых процессов к морфологическим изменениям рельефа береговой зоны.

Рис. 1. Дюнный комплекс в пределах аккумулятивного берега Баргузинского залива.

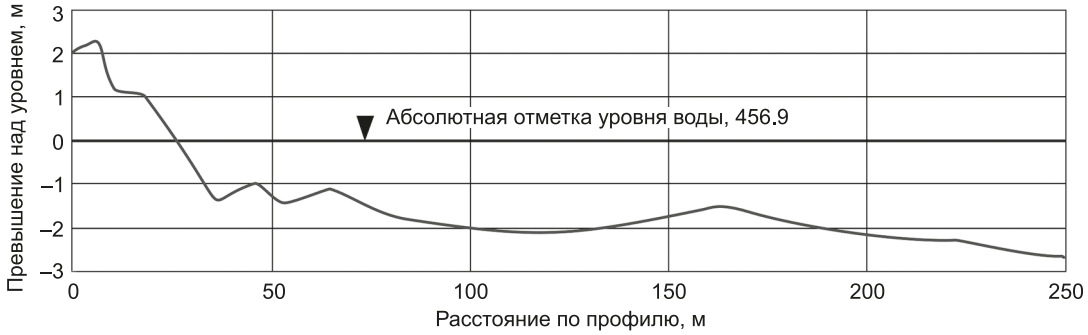


Рис. 2. Принципиальный профиль береговой зоны Баргузинского залива.

Наличие речного стока как доминирующего источника наносов обосновано отсутствием разнообразия минерального и гранулометрического состава отложений. Установлено два источника наносов: первый – это продукты абразии, поступающие с вдольбереговым потоком с прилегающих абрадируемых участков коренного берега, и второй, основной, – наносы р. Баргузин, поступающие в паводковый период.

Формирование таких типов берегов, как аккумулятивный берег Баргузинского залива, происходит в результате влияния комплекса природных компонентов, усиливающих или ослабляющих действие друг друга. Характер распределения гранулометрического состава отложений в пределах аккумулятивных берегов является своеобразным индикатором современной активности различных морфодинамических и литологических процессов.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки (проект № 075-15-2020-787) с использованием оборудования ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН в рамках гранта № 075-15-2021-682.

1. Леви К.Г., Аржанникова А.В., Буддо В.Ю., Кирилов П.Г., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ружич В.В., Саньков В.А. Современная геодинамика Байкальского рифта // Разведка и охрана недр. 1997. № 1. С. 10–20.

2. Лут Б.Ф. Геоморфология Прибайкалья и впадины озера Байкал. Новосибирск: Наука, 1978. 213 с.

РЕЛЬЕФ ПРИРОДНЫХ ТЕРРИТОРИЙ МОСКВЫ КАК БАЗИС ЭКОЛОГИЧЕСКОГО КАРКАСА ГОРОДА

М.А. Писцова[1,2], А.А. Деркач[1]

[1] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, pistsovama@my.msu.ru

[2] Институт географии РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. В статье описаны геоморфологические позиции особо охраняемых природных территорий (ООПТ) Москвы и охарактеризована роль рельефа как основы экологического каркаса города. Рассмотрены исторический и экономический факторы размещения зеленых выделов и их связь с антропогенными трансформациями. Кроме того, в статье рассмотрены современные

процессы, проявляющиеся на территориях, и охарактеризовано их место в системе экосистемных услуг и препятствий для хозяйственного освоения.

Ключевые слова: ООПТ Москвы; экологический каркас; современные процессы; экосистемные услуги

MOSCOW'S PROTECTED AREAS TERRAIN AS A BASIS FOR THE URBAN ECOLOGICAL FRAME

M.A. Pistsova[1,2], A.A. Derkach[1]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[2] Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. In this article authors describe the geomorphological positions of Moscow protected areas (PAs), define the role of relief as the basis of the ecological frame of the city. The authors consider the historical and economic factors of the location of green areas and their connection with anthropogenic transformations. In addition, the article lists the modern processes that are active within the territories and characterizes their place in the system of ecosystem services and disservices.

Keywords: Moscow PAs; ecological frame; modern processes; ecosystem services

Особо охраняемые природные территории (ООПТ) и парковые зоны выступают важным звеном экологического каркаса Москвы [1] и включают в себя как крупные ядра, так и своеобразные коридоры. В значительной мере их размещение диктуется естественным рельефом города. Зеленые территории занимают участки, хозяйственное освоение (в первую очередь, застройка) которых связано с серьезными технологическими и финансовыми вложениями и чаще всего является невыгодным и сложным. Этот фактор размещения можно назвать экономико-градостроительным. Второй фактор размещения ООПТ можно назвать историко-культурным. Под этим авторами понимается сохранение зеленых зон усадебных территорий, ботанических и дендрологических садов.

В настоящее время все природные территории Москвы используются в рекреационных целях и имеют региональный и местный (кроме национального парка «Лосиный остров») статус охраны [2].

Как было отмечено выше, пространственная структура экологического каркаса определяется рельефом территории, что можно рассматривать в двух аспектах. Во-первых, рельеф диктует формирование зеленых «ядер» различного масштаба, а также природных коридоров. Во-вторых, его современная динамика выступает источником экосистемных услуг и препятствий для хозяйственного использования.

В данной работе рассмотрены геоморфологические позиции и особенности особо охраняемых природных территорий Москвы и размещение объектов рекреации на их площадях. Работа охватывает, в первую очередь, зеленые территории Старой Москвы. Авторы частично опираются на исследования, проведенные в Новой Москве и г. Зеленограде.

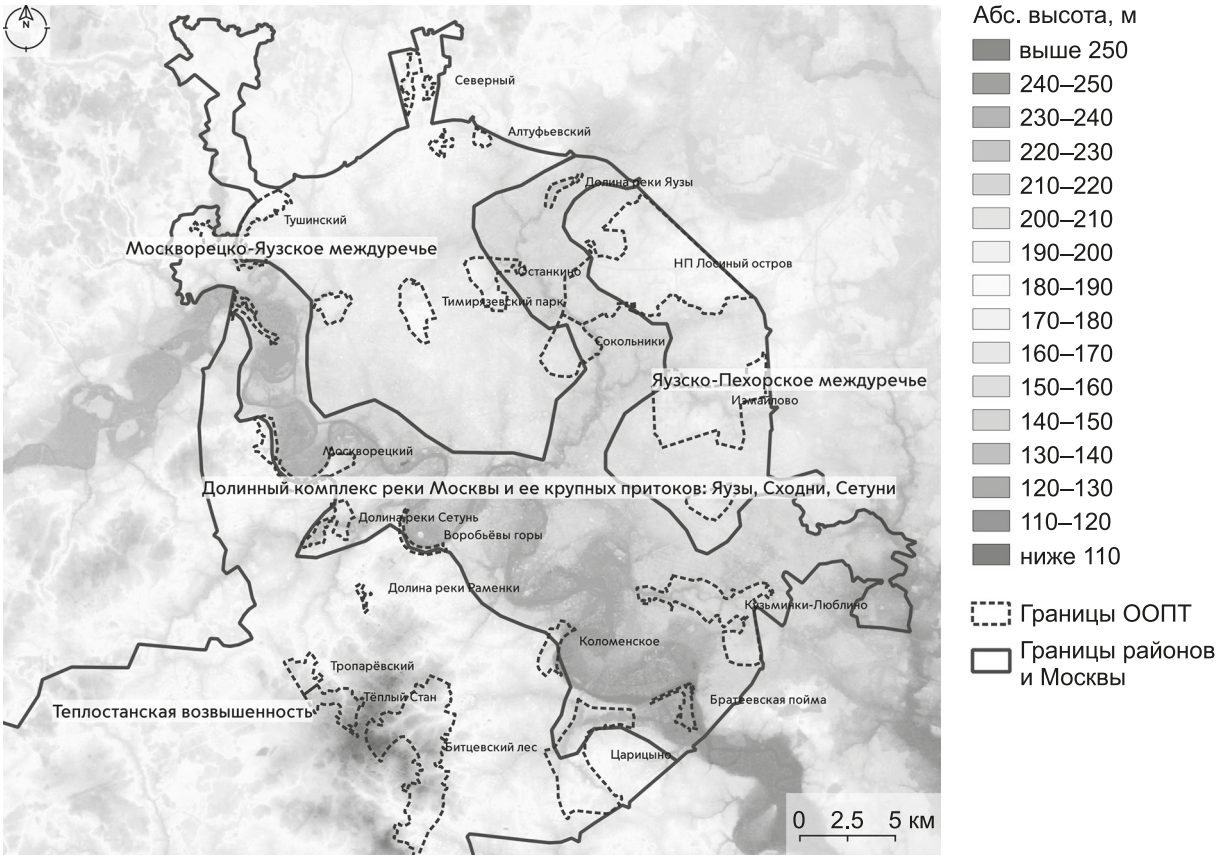
Городская территория доступна для маршрутного обследования, однако набор методов исследования в силу не только природоохранного статуса, но и особенностей функционирования и администрирования ограничен. Изучены отложения, слагающие формы городского рельефа, но только в естественных и искусственных обнажениях – на участках боковой эрозии, в свежих дорожных выемках, карьерах, котлованах.

В связи с этим необходима опора на существующие геологические данные. В работе в основном использованы материалы Геологического атласа Москвы [3], обзор мелкомасштабной картины производился на основе данных ВСЕГЕИ (https://vsegei.ru/ru/info/).

Кроме того, использованы данные дистанционного зондирования (космические снимки) для регистрации крупных проявлений современных процессов (например, для фиксации оползневых тел), а также материалы открытых баз пространственных данных Москвы (https://data.mos.ru/), Подмосковья (https://rgis.mosreg.ru/v3/#/) и OpenStreetMap (https://www.openstreetmap.org/#map=10/55.7252/37.3892).

В ходе работы были составлены геоморфологические карты, а также схемы современных процессов и рекреационного использования территорий. В первую очередь, стоит обратить внимание на то, что рельеф природных территорий Москвы соответствует крупным геоморфологическим выделам, в пределах которых эти участки расположены. Конечно, прослеживается следующая зависимость: ООПТ, организованные раньше других (и нередко это территории усадеб), испытали на себе наименьшее антропогенное влияние. Также в большинстве случаев это крупнейшие по площади участки. В этом смысле с территориями Москвы в пределах Московской кольцевой автодороги схожи зеленые зоны Новой Москвы (в Троицке и Щербинке). В г. Зеленограде ситуация иная – здесь все природные территории объединены в крупный комплекс, формирование которого происходило синхронно с застройкой города.

С позиций геоморфологии территория Москвы лежит в пределах четырех районов (рисунок). Три из них можно назвать междуречными. Северная и северо-западная части города относятся к Москворецко-Яузскому междуречью Смоленско-Московской возвышенности, южная – к Теплостанской возвышенности, восток и северо-восток – к Подмосковной равнине Мещёрской низменности (Яузско-Пехорское междуречье). Четвертый район формируется долинными комплексами рек Москва, Яуза и их крупных притоков [4, 5]. В контексте этой системы выделов можно говорить о междуречных и долинных ООПТ, к первым авторы отнесли те природные участки, доля междуречья в геоморфологической структуре составляет более половины. В большинстве случаев отнесение участка к тому или иному району было очевидно из наложения их границ на гипсометрическую



Геоморфологические районы Москвы.

карту, а для ООПТ, определение которых таким образом было затруднительно, производились соответствующие расчеты с помощью ГИС.

Южная часть города приурочена к ступенчатой Теплостанской возвышенности, в пределах которой расположена максимальная высота города (255 м над у.м.). В пределах этого района наблюдается наибольшая контрастность рельефа: относительных высот форм, крутизны склонов, глубины и густоты эрозионного расчленения [6].

На рассматриваемых участках преобладают поверхности преимущественно ледниковой аккумуляции, часты поверхности, генетически сочетающие ледниковый и водно-ледниковый компоненты. Морфология различна – чаще встречаются слабоволнистые с отдельными холмами или без них; в западной части выдела, в пределах Тропарёвского парка, отмечаются пологохолмистые поверхности. Долины водотоков зачастую заложены по ложбинам стока талых ледниковых вод и характеризуются максимальными для Москвы перепадами высот между бровкой и днищем (до 50 м).

Северная часть территории города, находящаяся в пределах Смоленско-Московской аккумулятивно-эрозионной возвышенности, характеризуется сглаженным холмистым моренным рельефом и абсолютными высотами около 170–190 м. Территории представлены поверхностями как ледниковой, так и водно-ледниковой аккумуляции, есть и преимущественно водно-ледниковые (к таким отнесены поверхности, для которых подошва и кровля соответствующих отложений не совпадает по форме, материал как бы выполняет неровности, созданные моренной аккумуляцией, и имеет мощность до 7–10 м) [4, 6].

Подмосковная Мещёра представляет собой почти плоскую поверхность с широкими пологими ложбинами, нередко заболоченными и освоенными современной сетью водотоков, и отделяется от Мещёрской низменности слабовыраженным поднятием на востоке Москвы. Абсолютные высоты поверхности составляют 140–160 м. Ледниковые отложения здесь почти полностью перемыты, моренные реликтовые холмы наблюдаются в настоящее время лишь на западе «Измайловского» леса и точечно – в «Лосином острове». Ярким примером служит долина р. Серебрянка, заложенная по ложбине стока талых ледниковых вод, вследствие чего имеющая значительную ширину. Техногенная нагрузка здесь не слишком высокая, локально была проведена подсыпка грунта, но в целом рельеф сохраняет свой естественный облик, чему способствует и поддержание значительных по площади охраняемых зон [4, 6].

Долина р. Москвы асимметрична, надпойменные террасы развиты преимущественно по левому борту. Всего выделяется три надпойменных аллювиальных уровня (второй в некоторых случаях можно разделить на два подуровня с невысоким уступом между ними) и три уровня поймы (зачастую читается только минимальный и максимальный). Наиболее древняя и крупная терраса – ходынская (позднемосковская) имеет высоту до 30–35 м над урезом (в долине р. Москвы) и отделяется от нижележащих пологим уступом. На ней расположены Ходынское поле, Сокольники и другие районы. Вторая (мневниковская, калининская) НПТ имеет два подуровня и прослеживается вдоль всей долины р. Москвы в пределах города в виде двух разновысотных поверхностей (с относительной высотой над урезом 25–28 и 18–20 м соответственно) или сливается в единый уровень. Первая надпойменная (серебряноборская, осташковская) терраса находится на высоте 8–10 м над урезом р. Москвы, она сохранилась фрагментарно (например, в Мневниковской излучине). Пойма тянется вдоль русла на всем протяжении реки, наиболее крупные участки можно увидеть в Тушине, Крылатском, Лужниках, однако практически повсеместно пойма трансформирована (отсыпана или затоплена). Несмотря на то, что р. Яуза гораздо меньше р. Москвы, ширина и строение ее долины довольно схожие с москворецкими [4, 6].

При многовековой истории освоения, которая в значительной мере изменила первоначальный рельеф территории современного города, отдельные формы и комплексы рельефа при их крупномасштабном исследовании позволяют определить естественную геоморфологическую принадлежность, что показано на примерах некоторых городов [7, 8]. Данное утверждение справедливо и для Москвы, особенно в контексте охраняемых природных территорий, трансформация рельефа

в которых заметно ниже, чем на прилегающих территориях [9]. Этим объясняется и широкий набор экологических функций (от формирования микроклимата, перехвата загрязняющих веществ из атмосферы до размещения животного населения), которые выполняют эти участки, что и позволяет считать их частью экологического каркаса.

Формы рельефа, четвертичные отложения и коренные породы играют роль в осуществлении этих функций и обеспечивают экосистемные услуги [10] и препятствия (в иностранной терминологии – диссервисы): эрозия и регулирование климата, некоторые культурные выгоды и т.д. Под экосистемными услугами рельефа авторы понимают особенности топографии, геологического строения и современной динамики, которые могут быть «полезны» человеку в ходе хозяйственной деятельности, а под препятствиями – характеристики, которые ограничивают эту деятельность. Пространственная структура экологического каркаса определяется естественной топографией. Пойма, крутые эрозионные склоны речных долин и оврагов ассоциируются с неблагоприятными современными процессами (оползни, эрозия и т.д.), поэтому это в основном не подходящие для городской застройки территории.

Зеленая инфраструктура в Москве определена характеристиками рельефа территории и включает в себя как зеленые зоны на междуречьях (например, Битцевский парк), так и широкие коридоры в долинах рек (например, Москворецкий парк). Помимо регулирующих и вспомогательных услуг (к которым можно отнести формирование микроклимата, снижение влияния городского острова тепла, перехват загрязнителей), геоморфологические параметры также способствуют реализации рекреационных функций. Комбинированный анализ схем рекреации с геоморфологическими картами показал, что большинство объектов относительно просты в организации, поэтому они не привязаны к определенным формам рельефа. Однако размещение объектов пляжного отдыха и некоторых видов спорта обусловлены рельефом. Так, горнолыжные трассы оборудованы на склонах долины Москва-реки, например на Крылатском участке Москворецкого парка. На склонах долин (и особенно Москва-реки) организованы смотровые площадки. Их локализация определяется секторностью обзора, а также контрастностью рельефа долин.

Также примечательными примерами предоставления экосистемных услуг являются сравнения форм водной эрозии (оврагов и промоин) и оползневых склонов. Пресная и слабоминерализованная вода связана с источниками, локализованными у подножия бортов эрозионных форм или в стенках срыва оползней. Фотосинтез, регулирование качества воздуха и микроклимата в основном связаны с богатой (в первую очередь, древесной) растительностью, которая не нарушается природными и антропогенными процессами, т. е. с крупными, в первую очередь междуречными, участками – ядрами экологического каркаса.

Ограничения связаны с такими процессами, как суффозия и карст, склоновыми смещениями различных типов, эрозионными процессами. Современные процессы, протекающие на площадях ООПТ Москвы, образуют две крупные группы: естественные и антропогенные трансформации. Среди естественных процессов распространены несколько типов, определяемых ведущим агентом. Действие агента, интенсивность проявления процессов находятся в соответствии с геоморфологическими позициями. Так, генерально выделяются элювиальные процессы (выветривание) на слабонаклонных и субгоризонтальных поверхностях, склоновые процессы на поверхностях, крутизна которых превышает первые градусы. Причем наиболее распространенным склоновым процессом выступает дефлюкция, характерная как для пологих, так и для более крутых склонов (от 8 до 25–30°), задернованных и залесенных.

Разреженность растительного покрова активизирует на склонах плоскостной смыв, а также оплывание грунтов. При наличии водоупоров развивается оползневой процесс, что в целом более характерно для склонов средней крутизны. Оползни на территории Москвы бывают как поверхностными (по моренным суглинкам), так и глубокими, для которых поверхностью скольжения выступает водоупор юрских глин. Оползневой процесс, помимо природных причин, зачастую содержит в своей основе антропогенные факторы, что особенно ярко проявляется на плотно заселенных территориях [11]. Склоновые процессы также представлены собственно гравитационными (осыпи),

которые корректно могут быть отнесены к смешанным, так как содержат в своей основе и эндогенные силы (гравитацию).

Широко развиты флювиальные процессы. Боковая и глубинная речная эрозия отмечается в долинах притоков крупнейших рек. Овражная эрозия создает свежие врезы и увеличивает длину форм за счет регрессивного движения. В низовьях малых эрозионных форм нередко формируются зоны пролювиальной аккумуляции в виде конусов выноса, в разной степени читающихся в рельефе. На территориях встречаются также суффозионные проявления. Кроме того, процесс активизируется при интенсификации антропогенной нагрузки, влияющей на дренажные свойства грунтов. Распространение на территории растворимых пород – каменноугольных известняков – обусловливает возможность проявления карста, однако для территории Москвы более характерно их взаимное инициирование, называемое карстово-суффозионными процессами. Биогенные процессы разнообразны и представлены как зоогенными (бобровые комплексы в долине Химки), так и фитогенными (кочкарный рельеф) формами.

Проведенная авторами работа позволяет говорить о том, что рельеф московских ООПТ в целом сохраняет особенности тех геоморфологических районов, к которым они принадлежат. При этом в случае Москвы выделяются два господствующих хрономорфогенетических комплекса – ледниковый и водно-ледниковый позднемосковского возраста и флювиальный поздне- и послемосковский. Чем раньше территория была изъята из активной хозяйственной деятельности, что связано с организацией усадебных комплексов и первых ООПТ, тем больше общая площадь и ниже фрагментированность участка, а рельеф сохранен в наиболее близком к естественному виду. Современные процессы на территориях включают в себя различные типы склоновых смещений, флювиальные и гидрогенные сценарии. Являясь частью экологического каркаса, территории обеспечивают местообитания растений и животных, в связи с чем здесь активно (в рамках городской среды) протекают биогенные процессы. Антропогенное влияние выражается как прямо, так и косвенно, однако прямые трансформации в целом ограничены объектами городской транспортной и коммунальной инфраструктуры.

Современные процессы – источник экологических услуг и ограничений. С одной стороны, они могут выступать привлекательными для рекреантов объектами (свежие овраги) или вскрывать водоносные горизонты (крупные оползни), с другой стороны, эти же процессы могут не только становиться препятствием для хозяйственной деятельности, но и угрожать местообитаниям. Рекреационное использование ООПТ разнообразно, но четкая связь с рельефом прослеживается только для определенных видов освоения – пляжная и горнолыжная инфраструктура, например, размещается согласно геоморфологическим особенностям. Рекреационный потенциал также считается важной экосистемной услугой, и московские зеленые зоны активно используют этот ресурс.

Несмотря на то, что большая часть зеленых зон города охвачена этим исследованием, остается открытым вопрос дополнения его схожими работами, касающимися более мелких выделов (районные парки и скверы). Авторы понимают, что рельеф этих участков не сохранил свой первоначальный облик, но без их учета нельзя судить о связности в пределах экологического каркаса.

Сам вопрос геоморфологической связности также пока не охвачен – можно ли считать геоморфологический каркас сколько-нибудь связным (и по каким критериям) или в пределах города, при проектировании которого не было изначально сформированной идеи зеленой системы, этот вопрос бессмысленен? И в таком случае правомерен ли такой вопрос к новоспроектированным районам или даже к г. Зеленограду?

Авторами предпринята попытка анализа геоморфологического каркаса как части (и основы) экологического каркаса города. В работах геоэкологов по близким темам морфолитогенной основе отнесена роль скорее данности, определяющей ландшафт, но практически не рассматриваются ни геоморфологические связи в этой системе (как, когда и при каких условиях этот каркас был «заложен»), ни экономико-административные аспекты выбора участков с тем или иным рельефом под хозяйственное освоение. Для Москвы оба момента имеют значение, равно как и исторические вопросы, так как многие современные ООПТ – это бывшие усадебные комплексы. В связи

с этим важно понимать, что, несмотря на то, что наиболее понятные и повсеместно рассматриваемые экосистемные услуги, такие как затенение, перехват поллютантов и др., обеспечиваются ландшафтом (и, в первую очередь, растительностью и растениями), рельеф территорий выступает основой и определяет возможность существования и функционирования этих ландшафтов, а значит, вне детального рассмотрения геоморфологических аспектов исследование экологического каркаса может иметь только практический и притом сиюминутный смысл.

Исследования выполнены в рамках реализации проекта РГО № 23/2022-Р «Рельеф Новой Москвы: ресурсы и риски природопользования».

1. Климанова О.А., Колбовский Е.Ю., Илларионова О.А. Экологический каркас крупнейших городов Российской Федерации: современная структура, территориальное планирование и проблемы развития // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2018. Т. 63. № 2. С. 127–146. DOI:10.21638/11701/spbu07.2018.201.

2. ООПТ Москвы. URL: https://www.mos.ru/eco/function/departament/oopt-moskvy/ (дата обращения: 30.03.2023).

3. Геологический атлас Москвы (в 10 томах с пояснительной запиской). Масштаб 1:10000. М.: Мосгоргеотрест, 2010.

4. Москва: Энциклопедия / Ред. С.О. Шмидт. М.: Большая Российская энциклопедия, 1997. 976 с.

5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист N-37 (Москва): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 462 с.

6. Лихачева Э.А., Насимович Ю.А. Рельеф Москвы // Природа Москвы / Ред. Л.П. Рысин. М.: Биоинформсервис, 1998. С. 6–23.

7. Pica A., Vergari F., Fredi P., Del Monte M. The Aeterna urbs geomorphological heritage (Rome, Italy) // Geoheritage. 2016. Vol. 8. Iss. 1. P. 31–42. DOI:10.1007/s12371-015-0150-3.

8. Kubalíková L., Kirchner K., Kuda F., Bajer A. Assessment of urban geotourism resources: an example of two geocultural sites in Brno, Czech Republic // Geoheritage. 2020. Vol. 12. 7. DOI:10.1007/s12371-020-00434-x.

9. Экологический атлас Москвы. М.: ABF, 2000. 96 с.

10. The Economics of Ecosystems and Biodiversity. TEEB Manual for cities: Ecosystem services in urban management. 2011. URL: https://teebweb.org/publications/other/teeb-cities/ (last accessed March 3, 2023).

11. Van Den Eeckhaut M., Poesen J., Vandekerckhove L., Van Gils M., Van Rompaey A. Human–environment interactions in residential areas susceptible to landsliding: the Flemish Ardennes case study // Area. 2010. Vol. 42. Iss. 3. P. 339–358. DOI:10.1111/j.1475-4762.2009.00919.x.

СОДЕРЖАНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ЛЕКЦИОННЫХ И ПРАКТИЧЕСКИХ ЗАНЯТИЙ ПО КУРСУ «СОЗДАНИЕ ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА И МЕСТНОСТИ»

Е.С. Подольская[1,2], А.В. Прядилина[1]

[1] Институт радиоэлектроники и информатики, РТУ МИРЭА, г. Москва, Россия, podols_kate@mail.ru
[2] Национальный исследовательский университет «Высшая школа экономики», г. Москва, Россия

Аннотация. Рассмотрено содержание и особенности курса по цифровым моделям рельефа и местности, который читается студентам-бакалаврам 3-го курса в течение одного семестра по специальности «Картография и геоинформатика» на кафедре геоинформационных систем Института радиоэлектроники и информатики РТУ МИРЭА. Показано содержание лекционных и практических занятий, которые проводятся с использованием программного обеспечения с открытым кодом (Open Source QGIS) и открытых данных. Курс представляет обзор всех возможных современных задач, решаемых при помощи цифрового моделирования рельефа и местности. Отмечено, что нормативные основы цифрового моделирования, доступ к данным и программному обеспечению в российской ГИС-практике являются темами, требующими ежегодного обновления.

Ключевые слова: ЦМР; ЦММ; цифровой моделирование; ГИС; Open Source QGIS

CONTENT AND FEATURES OF LECTURES AND PRACTICAL CLASSES ON "DIGITAL ELEVATION AND TERRAIN MODELS" DISCIPLINE

E.S. Podolskaia[1,2], A.V. Priadilina[1]

Institute of radioelectronics and informatics, RTU-MIREA, Moscow, Russia
HSE University, Moscow, Russia

Abstract. We have described content and features of "Digital elevation and terrain models" one-semester-discipline which is taught to the bachelor students of 3rd year at the Department of Geoinformation Systems of the Institute of Radioelectronics and Informatics, RTU MIREA on the specialization "Cartography and Geoinformatics". Lectures and practical classes are conducted using Open Source software (QGIS) and Open data. Course covers all possible modern tasks solved with the help of digital elevation and terrain modeling. We noted that normative framework of digital modeling, access to the data and software in Russian geoinformatics are the topics that require annual updating.

Keywords: DEM; DTM; digital modeling; GIS; Open Source QGIS

Программы бакалавриата по геоинформатике активно развиваются в классических и технических университетах [1]. Цифровое моделирование является важной частью их учебных программ. Рассмотрение цифровых моделей рельефа и местности является как частью учебного курса [2], так и самостоятельной дисциплиной. Помимо этого, отдельные разделы цифрового моделирования есть в образовательных программах коммерческих ГИС-компаний (например, Совзонд [3]) и онлайн-курсов (например, https://cartetika.ru/).

Курс «Создание цифровых моделей рельефа и местности» читается студентам-бакалаврам 3-го года обучения, изучающим специальность 05.03.03 «Картография и геоинформатика» на кафедре ГИС с 2020 г. Кафедра геоинформационных систем была организована в 2018 г., является выпускающей для программ бакалавриата и магистратуры. Курс по цифровому моделированию имеет практическую направленность, его примеры цифровых моделей охватывают области изучения и предотвращения чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера, проектирование,

строительство, определение зон досягаемости с учетом ограничений. Список возможных решаемых задач был сформирован достаточно давно, постоянно расширяется, что является предметом значительного числа исследовательских статей (например [4–6]). Рекомендации по литературе дисциплины состоят в использовании учебных пособий, например [7, 8], а также научных и производственных статей, среди примеров последних можно отметить [9].

В структуре курса лекционные и практические занятия по основам цифрового моделирования в 3D. Программное обеспечение с открытым кодом уже давно и активно используется в образовательной деятельности для подготовки студентов по геоинформационным специальностям. Основным средством обучения кафедры ГИС являются актуальные версии программного обеспечения с открытым кодом Open Source QGIS [10], его плагины (https://plugins.qgis.org/) и приложения GRASS GIS. Задания выполняются, как правило, для регионов (субъект административного деления) России или их частей.

Лекционная часть начинается с определения различий между цифровой моделью рельефа (ЦМР) и цифровой моделью местности (ЦММ), особенностей понимания существа таких моделей в разных странах [11]. Первая лекция состоит из обзорного материала по связям с географией, в частности типам рельефа, которые распространены на территории России. Рассматриваются современные отраслевые нормативные документы по созданию ЦМР и ЦММ. Отдельной темой выделен обзор исходных данных, используемых для построения ЦМР и ЦММ (суша и рельеф дна), а также современные программные средства для работы с ними. Для ЦМР приводится список количественных характеристик рельефа. Важную часть лекций составляет описание методов интерполяции: глобальная и локальная интерполяция, стохастические и детерминированные методы. Дается описание современных фотограмметрических станций, позволяющих строить ЦМР по стереопаре аэрокосмических снимков. На примере российских данных космической съемки рассматриваются уровни обработки аэрокосмических данных для построения продуктов обработки. Тематические примеры исследовательских работ с использованием ЦМР и ЦММ завершают лекционную часть курса. Отдельная лекция курса посвящена использованию беспилотных летательных аппаратов для построения ЦМР. Рассматриваются реальные научные примеры использования беспилотников для решения гидрологических, геоморфологических и геоморфометрических задач, для высокоточной съемки рельефа, мониторинга заполнения полигона отходов, разработки открытого горного отвода рудника, оценки лесных насаждений, а также в археологии и трехмерном моделировании дорог.

Практическая часть курса состоит из обзорной работы-знакомства с базовой функциональностью Open Source QGIS для построения и редактирования ЦМР/ЦММ. В этой части курса собраны самые встречающиеся в работе ГИС-специалиста темы, такие как трехмерная визуализация рельефа, расчет крутизны и экспозиции склонов, автоматизированное создание горизонталей, расчет морфометрических характеристик водосборных бассейнов, построение профилей рельефа и зон видимости. Основными данными являются наборы растров от Геологической службы США (https://earthexplorer.usgs.gov/). За обзорным занятием следует выполнение работы по методам интерполяции. Затем проводится морфометрический анализ заданной территории, пример работы охвата субъекта в статье [5]. Далее следует построение высотных профилей местности, редактирование моделей на примере удаления застройки, оценка видимости территории и расчет объема земляных работ при выработке карьера. Практические занятия сопровождаются примерами исследовательских работ.

Таким образом, курс по структуре и содержанию лекционных и практических занятий охватывает все возможные современные задачи, решаемые для создания ЦМР/ЦММ и при помощи таких моделей. Авторам представляется, что его развитие должно быть в направлении использования открытых данных и открытого программного кода. В настоящее время важно определять задачи и технические возможности для использования российских данных дистанционного зондирования Земли из космоса [12].

По итогам изучения дисциплины проводится экзамен. В течение семестра необходимо выполнить все практические задания по календарному плану, что является условием допуска к экзамену.

Непосредственно на экзамене каждому студенту предлагается один теоретический и один практический вопрос, в ответе на который необходимо опираться на результаты, полученные в семестре для выбранного региона: назвать источники данных, методы и инструменты обработки и оценить полученные результаты. Такой опыт совмещения теории и практических работ показал себя эффективным для итоговой оценки на экзамене, на которую также влияет активность студента в течение семестра, его вопросы преподавателям, ведущим курс.

Курс должен оставаться опорной частью подготовки студентов-бакалавров по цифровому моделированию и созданию ГИС-проектов на основе данных космической съемки и съемки с БПЛА. Курс продолжает географические и ГИС-дисциплины, читаемые на 2-м курсе подготовки бакалавров, показывает связь геоинформатики с математическим моделированием, обработкой данных ДЗЗ, цифровой фотограмметрией. Опыт подготовки курса показал, что ежегодного обновления требует тема нормативного обеспечения в российской ГИС-практике, а также актуальная ситуация с доступом к данным и программному обеспечению. Для студентов курс является одной из тематических и технических компетенций, необходимых для практической профессиональной деятельности и участия в разнообразных ГИС-проектах.

Полученный опыт проведения лекций и практических занятий позволяет говорить о целесообразности размещения дисциплины в учебном плане студентов 3-го курса, которые к этому времени уже имеют опыт работы с геоданными и программным обеспечением с открытым кодом, знакомы с географией и математическим моделированием. Использование плагинов QGIS как инструментов выполнения практик по ЦМР/ЦММ показывает возможности для самостоятельной разработки, которую можно выполнить уже в рамках других дисциплин, читаемых кафедрой ГИС, или сделать темой выпускной квалификационной работы.

1. Basaraner M., Ulugtekin N., Dogru A.O. Cartography and GIS education in geomatic engineering // Bandrova T., Konecny M. (Eds), Proceedings of the 5th International Conference on Cartography and GIS (June 15–21, 2014, Riviera, Bulgaria). Bulgarian Cartographic Association, Sofia, 2014. P. 417–425.

2. Новоселов Д.Б., Новоселова В.А. Использование трехмерных моделей местности в учебном процессе // Наука и молодежь: проблемы, поиски, решения: Труды всероссийской научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых / Ред. Л.П. Мышляев. 2011. Т. III. С. 37–40.

3. Программы обучающих курсов Консалтингового центра компании «Совзонд» // Геоматика. 2011. № 4 (13). С. 111–118.

4. Серов А.В. Обзор возможностей использования трехмерных моделей рельефа для решения различных прикладных задач // Вестник Сыктывкарского университета. Серия 1: Математика. Механика. Информатика. 2001. № 4. С. 266–277.

5. Нарожняя А.Г., Буряк Ж.А. Морфометрический анализ цифровых моделей рельефа Белгородской области разной степени генерализации // Научные ведомости БелГУ. Серия Естественные науки. 2016. № 25 (246). Вып. 37. С. 169–178.

6. Брыль С.В., Зверьков М.С. Создание цифровой модели рельефа мелиоративного объекта по данным дистанционного зондирования Земли // Системные технологии. 2021. № 4 (41). С. 37–42. DOI:10.55287/22275398_2021_4_37.

7. Шихов А.Н., Черепанова Е.С., Пономарчук А.И. Геоинформационные системы. Применение ГИС-технологий при решении гидрологических задач: Практикум: Учебное пособие. Пермь: ПГНИУ, 2014. 91 с.

8. Хлебникова Т.А., Горобцов С.Р. Моделирование и пространственный анализ в ГИС. Цифровое моделирование рельефа в ГИС «Панорама»: Учебно-методическое пособие. Новосибирск: СГУГиТ, 2018. 70 с.

9. Самсонов Т.Е. Картографические методы визуализации и генерализации цифровых моделей рельефа // Геоморфологи: Современные методы и технологии цифрового моделирования рельефа в науках о Земле. М.: Медиа-ПРЕСС, 2016. Вып. 6. С. 9–18.

10. Подольская Е. Основы работы в геоинформационном приложении Open Source QGIS: геоданные, координаты, базовая функциональность, контроль качества данных, оформление и публикация проекта: Практическое пособие. LAP LAMBERT Academic Publishing, 2020. 52 с.

11. Guth P.L., Van Niekerk A., Grohmann C.H., Muller J.-P., Hawker L., Florinsky I.V., Gesch D., Reuter H.I. et al. Digital elevation models: terminology and definitions // Remote Sensing. 2021. Vol. 13. Iss. 18. 3581. DOI:10.3390/rs13183581.

12. Подольская Е.С., Прядилина А.В., Юстус А.А., Коленкина М.М., Карпов Д.А. Возможности использования российских данных ДЗЗ из космоса в учебном процессе вуза // Дистанционное зондирование Земли из космоса в России. 2022. № 2. С. 72–75.

ДИНАМИКА МОРСКОГО КРАЯ ЧЕРНОМОРСКОЙ ДЕЛЬТЫ КУБАНИ В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И УРОВНЯ МОРЯ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

А.В. Поротов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, alexey-porotov@yandex.ru

Аннотация. В рельефе и строении отложений морского края дельты, образованной Анапской пересыпью, выделяется четыре генерации береговых валов, формирование которых относится к временным интервалам в 5.5–4.8 и 4.0–2.8, 1.9–1.5 тыс. л. н. и последние 300–400 лет и соотносится с основными трансгрессивными фазами Черноморского бассейна во второй половине голоцена. Совпадение возрастных интервалов формирования различных генераций древнебереговых валов с ингрессионными фазами в развитии дельты подтверждает предположение об определяющем влиянии малоамплитудных изменений уровня моря и климата на ритмичность морфоседиментационного развития устьевой зоны дельты Кубани.

Ключевые слова: фронт дельты; береговой вал; голоцен; изменение климата; уровень моря

DYNAMICS OF THE DELTA FRONT OF THE KUBAN DELTA UNDER THE CLIMATE AND SEA LEVEL CHANGE IN THE LATE HOLOCENE

A.V. Porotov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract. In the relief and sediments of the Kuban river delta front, that formed by the Anapa spit, four generations of coastal shafts are distinguished, the formation of which refers to time intervals of 5.5–4.8 and 4.0–2.8, 1.9–1.5 kyr BP and the last 300–400 years and correlates with the main transgressive phases of the Black Sea basin in the second half of the Holocene. The coincidence of the age intervals of the formation of various generations of ancient beach ridge with the time of ingressions in the development of the delta confirms the assumption about the determining effect of low-amplitude changes in sea level and climate on the rhythmicity of morpho-sedimentation development of the frontal zone of the Kuban delta.

Keywords: deltaic front; spit barrier; Holocene; climate change; sea-level rise

Детализация реконструкций формирования и развития аккумулятивных берегов в голоцене продолжает привлекать к себе внимание в связи с развитием палеогеографического обоснования прогноза развития береговой зоны в условиях современных изменений климата и уровня моря на основе метода палеоаналогов. В качестве эпох – палеоклиматических аналогов рассматриваются эпохи потепления в конце атлантического (~5.8–5.3 тыс. л.н.), суббореального (~4.0–3.5 тыс. л.н.) и субатлантического (~0.8–1.1 тыс. л.н.) этапов голоцена [1]. Особое внимание привлекают дельтовые берега в связи с их высокой чувствительностью к изменениям внешних условий.

Результаты проведенного в последнее десятилетие палеогеографического изучения дельты Кубани [2–7] позволили выделить основные этапы выдвижения дельты за последние 6 тыс. лет и установить следы неоднократных малоамплитудных колебаний уровня моря, которые коррелируют с климатической ритмикой голоцена [5]. Наряду с этим ограниченность палеогеографических данных оставляет ряд вопросов развития дельты Кубани открытыми, один из которых связан с взаимоотношением развития рельефа береговой зоны Анапской пересыпи и прилежащей части дельты Кубани в позднем голоцене.

Морской край черноморской дельты Кубани образован Анапской пересыпью, представляющей собой сложное аккумулятивное тело протяженностью около 30 км, состоящее из двух относительно самостоятельных участков: Бугазской и Витязевской пересыпей, отделяющих от моря одноименные лагуны-лиманы. В тектоническом отношении рассматриваемый участок побережья расположен в пределах Витязевской и Кизилташской синклинальных зон, к которым приурочены одноименные лиманы, которые разделены поднятием Благовещенской антиклинали. В ходе развития голоценовой трансгрессии эволюция этих аккумулятивных участков побережья протекала различно.

Определяющую роль в формировании пересыпи играли продукты разрушения Благовещенского останца, а также поступление материала от абразии коренного берега в районе мыса Железный Рог. Под действием преобладающих западных волнений основная масса обломочного материала перемещалась на юго-восток, часть которого шла на формирование Витязевской пересыпи, которая еще в среднем голоцене представляла собой песчаную косу, впоследствии отгородившую от моря одноименный лиман.

На участке Бугазской пересыпи большая часть наносов проходила транзитом, обуславливая преобладание отступание пересыпи даже в условиях сравнительно медленного повышения уровня моря за последние 6 тыс. лет.

Кроме этого, отступание абразионного участка в районе м. Железный Рог сопровождалось параллельным выдвижением к востоку, что вызывало изменение ориентировки береговой линии и, как следствие, сокращение вдольберегового потока наносов за счет того, что равнодействующая сила волнений стала близкой к нормали. Результатом этого стало преобладание в бюджете наносов, поступающих в ходе поперечной миграции. В настоящее время источниками питания анапских пляжей является выброс песка и раковинного материала с прилегающих пространств морского дна. Содержание ракуши на пляже и в дюнах составляет в среднем 30–40 %. Небольшое количество материала поступает за счет абразии смежных участков берега.

Таким образом, различия в условиях формирования бюджета наносов на различных участках Анапской пересыпи предопределили достаточно контрастные направления их эволюции в ходе изменения относительного уровня моря в позднем голоцене. Витязевская пересыпь развивалась в условиях положительного бюджета наносов, обеспечивающего последовательное нарастание пересыпи в ходе формирования более молодых генераций береговых валов. Развитие Бугазской пересыпи протекало в условиях дефицита наносов, благодаря которому в ходе каждого периода ускоренного подъема уровня моря она испытывала размыв и затопление, сменявшееся ее частичным восстановлением в ходе последующего замедления трансгрессии. Ритмичное смещение в сторону берега в ходе подъема уровня моря сопровождалось возникновением «лестницы» затопленных реликтов Бугазской пересыпи [8].

Дополнительным фактором, влиявшим на различия в развитии Витязевской и Бугазской пересыпей, являлись неодинаковые темпы подъема относительного уровня моря: опускание берега

на Бугазском участке протекало более интенсивно по сравнению с Витязевским за счет влияния постседиментационного уплотнения мощной толщи илистых отложений, подстилающих современную Бугазскую пересыпь. Витязевская пересыпь залегает на 20-метровой пачке аллювиально-морских песков, подверженных незначительному уплотнению. Кроме этого, на возникновение дефицита наносов на участке Бугазской пересыпи оказывало влияние сточное течение Черноморского русла Кубани, существовавшей до антропогенного изменения стока р. Кубани с начала XIX в., которое определяло частичный размыв слагавших пересыпь наносов за счет русловой эрозии.

Результаты литолого-биостратиграфического и геохронологического изучения толщи отложений Бугазской пересыпи показали, что они имеют отчетливо выраженный трансгрессивный характер. С поверхности до глубины 2.0–2.5 м ниже уровня моря пересыпь образована разнозернистыми песками с раковинным детритом и целой ракушей. Начало формирования современной генерации пересыпи на основании серии радиоуглеродных датировок относится к концу первого тысячелетия н.э. – 1380±100 л. н. (календарный возраст 850–1230 гг. н.э.) при относительном положении уровня моря на 2–3 м ниже современного. Ниже по разрезу залегает прослой алевритовых песков мощностью около 3 м с фаунистической группировкой *Chione gallina*, *Cerastoderma glaucum*, *Paphia discrepans*, *Abra ovata*, *Mytilus galloprovincialis*, *Loripes lacteus*, *Spisula subtruncata*, фациально связанных с условиями прибрежной полосы лиманов.

В основании вскрытого разреза залегает толща лагунно-лиманных илов мощностью свыше 12–15 м, содержащая монодоминантный фаунистический комплекс Cerastoderma glaucum, прослеженная в полосе прибрежного шельфа и фациально связанная с палеокизилташским лиманом, существовавшим на месте современной Бугазской пересыпи при более низких положениях уровня моря. Ограниченное количество раковинного материала из базального горизонта илов позволило охарактеризовать лишь верхний возрастной рубеж существования лагунного водоема перед фронтом современной Бугазской пересыпи при положении уровня моря на 3–4 м ниже современного, который составил 1413±60 л. н. (кал. 649–820 гг. н.э.).

В строении рельефа и верхней части осадочной толщи Витязевской пересыпи под покровом приповерхностных эоловых песков выделяются три генерации древних береговых валов, отметки кровли которых в среднем составляют 0±1.0 м. Высота дюнного рельефа колеблется от 3 до 4 м. На основе как публикованных, так и оригинальных радиоуглеродных датировок раковинного материала из отложений древних береговых валов возраст их формирования относится к интервалу 4.0–3.2 тыс. л. н. [9, 10]. Формирование второй генерации береговых валов на основании радиоуглеродного возраста раковинного материала относится к середине первого тысячелетия н.э. (1.5–2.0 тыс. л. н.) и практически соответствует возрасту формирования современной генерации Бугазской пересыпи, свидетельствуя об объединении к этому времени отдельных звеньев Анапской пересыпи в единое аккумулятивное образование. С мористой стороны к древней генерации береговых валов примыкает более молодая генерация береговых валов, возраст которой охватывает последние 0.5–0.7 тыс. лет.

Результаты палеоклиматических исследований свидетельствуют о флуктуациях климата в голоцене в масштабе тысячелетий и столетий, которые определяли не только изменение темпов подъема уровня, но и весь комплекс факторов, влияющих на поступление осадочного материала в береговую зону и его переработку волнениями и течениями, т.е. контролировали изменения бюджета наносов. Проведенная детальная реконструкция палеоклиматических условий второй половины голоцена [8] позволила охарактеризовать региональные особенности климаторитмики второй половины голоцена и провести их корреляцию с трансгрессивно-регрессивными фазами голоценовой трансгрессии Черного моря за последние 6 тыс. лет [1, 11]. Несмотря на достаточно сложный характер климатических изменений, формирование «регрессивных» прослоев, как правило, приурочено к климатическим фазам с относительно более засушливыми условиями, в то время как фазы ускорения трансгрессии совпадают с более влажными климатическими условиями. В частности, фазы стабилизации или малоамплитудного понижения уровня моря за последние 5 тыс. лет характеризовались относительно теплыми и сухими климатическими условиями в периоды

~3780–3430 кал. л. н., ~2910–2280 кал. л. н. и ~900–830/730 кал. л. н., а также сухими и относительно прохладными условиями в интервалах ~1540–1230 кал. л. н. и ~580–305/440 кал. л. н., которые относятся ко времени Малого ледникового периода.

Проведенное комплексное палеогеографическое изучение голоценовых отложений черноморской дельты Кубани позволило выделить четыре этапа в развитии устьевой зоны в последние 5 тыс. лет. По-видимому, основную роль в развитии устьевой зоны Кубани играли трансгрессивно-регрессивные фазы в изменении относительного уровня моря, обуславливающие ритмичность в морфоседиментационном развитии дельты.

В ходе проведенных исследований дельты Кубани бурением была вскрыта ритмичная толща отложений, образованная переслаивающимися лиманными илами, аллювиально-лиманными алевритами, аллювиальными суглинками и озерно-пойменными торфами. Подобное строение характеризует типичное для данного района чередование аллювиальных и лиманных комплексов фаций, отражающее неоднократную смену условий осадконакопления, которая вызвана миграцией внешнего края дельты Кубани под влиянием изменений климатических условий и неравномерного хода подъема уровня моря. В трансгрессивные фазы подъем уровня сопровождался подтоплением низовьев реки и образованием обширного лимана, занимавшего десятки километров долины Кубани. Об осолонении вод лимана свидетельствуют находки в илистых отложениях раковин *Cerastoderma glaucium*, которые могут существовать при солености не ниже 6 ‰. Наряду с этим результаты палеоботанического анализа торфяников показывают, что они формировались в пресноводных условиях, характерных для периодов замедления или относительного понижения уровня моря, сопровождавшихся осушением внутренних частей лиманов и превращением их в болота.

В рельефе и строении отложений Анапской пересыпи выделяются четыре генерации береговых валов, формирование которых относится к временным интервалам в 5.5–4.8 и 4.0–2.8, 1.9–1.5 тыс. л. н. и последние 300–400 лет и соотносится с основными трансгрессивными фазами второй половины голоцена. Формирование серии древних береговых образований связывается с относительно кратковременными фазами замедления подъема или стабилизации уровня моря, последовательность которых придавала неравномерный характер голоценовой трансгрессии. В ходе отдельных трансгрессивно-регрессивных фаз амплитуда изменения относительного уровня моря не превышала 2–3 м, что, тем не менее, находило свое отражение в изменении условий осадконакопления в лиманах, дельтах и в эволюции береговых аккумулятивных форм.

Существующие реконструкции изменений относительного уровня Черного моря за последние 5 тыс. лет существенно варьируются в различных регионах Черноморского побережья [1]. На основании отметок высот залегания кровли отложений древних береговых валов Витязевской пересыпи, которые составляют –1…+1 м, относительный уровень моря в трансгрессивные фазы позднего голоцена не превышал его современное положение. Оценки положения уровня в регрессивные фазы получены на основании высотного положения кровли лагунных отложений, перекрываемых трансгрессивно залегающими фациями древних береговых валов, которые для регрессивных фаз, предшествующих джеметинской и нимфейской фазам трансгрессии, составляют –4.0…–4.5 м и соотносятся с аналогичными данными по прилежащим участкам северо-восточного побережья Черного моря, полученными на основании как археологических, так и литолого-геоморфологических индикаторов.

Сопоставление возраста «трансгрессивных» и «регрессивных» фаз в развитии дельты с возрастом формирования береговых валов Анапской пересыпи показало, что возрастные интервалы формирования различных генераций древнебереговых валов совпадают (в пределах точности радиоуглеродного метода датирования) с ингрессионными фазами в развитии дельты. Это подтверждает предположение о влиянии неравномерного хода голоценовой трансгрессии Черного моря на динамику морфоседиментационного развития устьевой зоны. Наиболее детально реконструкция развития береговой зоны восстанавливается по материалам изучения Витязевской пересыпи.

При этом отмечается согласование во времени «трансгрессивных» и «регрессивных» этапов для различных морфогенетических типов аккумулятивных берегов. В ходе отдельных трансгрессивных

фаз на морфодинамическое развитие береговой зоны оказывали воздействие и межвековые изменения штормовой активности, которые определяли изменение условий поступления и перераспределения наносов в береговой зоне и активизацию размыва береговой зоны. Это нашло свое отражение в существующих перерывах между отдельными генерациями древних береговых валов, несогласно причленяющихся друг к другу. Подобные черты выделяются в строении рельефа аллювиально-морских террас в дельте Кубани, Пицундского полуострова, а также ряда других крупных аккумулятивных форм Азово-Черноморского побережья.

В ходе своего развития за последние 5 тыс. лет фронтальная зона черноморской дельты Кубани, образованная Бугазской пересыпью, проходила через ряд стадий размыва и восстановления. В фазы ускорения подъема уровня происходил размыв и затопление пересыпи, сопровождавшиеся превращением прилежащих низовьев долины в мелководный полуизолированный залив. В периоды замедления трансгрессии и восстановления пересыпи как аккумулятивного барьера заливы превращались в изолированные лагуны-лиманы с ограниченной связью с морем. О подобной последовательности событий в истории развития Бугазской пересыпи и прилежащих участков долины Кубани свидетельствует комплекс литолого-стратиграфических материалов, полученных в ходе изучения толщи прибрежных отложений.

Работа выполнена по программе «Палеогеографические реконструкции природных геосистем в условиях изменения климата и уровня моря среды и прогноз их развития».

1. Балабанов И.П. Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа. Владивосток: «Дальнаука», 2009. 352 с.

2. Поротов А.В., Горлов Ю.В., Янина Т.А., Фуаш Э. Особенности развития Черноморского побережья Таманского полуострова в позднем голоцене // Геоморфология. 2004. № 2. С. 63–77.

3. Измайлов Я.А., Арсланов Х.А., Тертычная Т.В., Чернов С.Б. Реконструкции и датирование голоценовых береговых линий моря в дельте Кубани // Вестник ЛГУ. Серия 7: Геология. География. 1989. Вып. 3. С. 61–69.

4. Измайлов Я.А. Эволюционная география побережий Азовского и Черного морей. Кн. 1: Анапская пересыпь. Сочи, 2005. 174 с.

5. Болиховская Н.С., Горлов Ю.В., Кайтамба М.Д., Мюллер К., Поротов А.В., Парунин О.Б., Фуаш Э. Изменения ландшафтно-климатических условий Таманского полуострова на протяжении последних 6000 лет // Проблемы истории, филологии, культуры. 2002. Вып. XII. С. 257–271.

6. Fouache E., Kelterbaum D., Brückner H., Lericolais G., Porotov A., Dikarev V. The Late Holocene evolution of the Black Sea – a critical view on the so-called Phanagorian regression // Quaternary International. 2012. Vol. 266. P. 162–174. DOI:10.1016/j.quaint.2011.04.008.

7. Giaime M., Avnaim-Katav S., Morhange Ch., Marriner N., Rostek F., Porotov A.V., Baralis A., Kaniewski D. et al. Evolution of Taman Peninsula's ancient Bosphorus channels, south-west Russia: Deltaic progradation and Greek colonization // Journal of Archaeological Science: Reports. 2016. Vol. 5. P. 327–335. DOI:10.1016/j.jasrep.2015.11.026.

8. Невесский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1967. 254 с.

9. Измайлов Я.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е. Радиоуглеродная хронология формирования голоценовых морских отложений Анапской пересыпи// Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы IX всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (15–20 сентября 2015 г.). Иркутск: ИГ СО РАН, 2015. С. 188–190.

10. Поротов А.В., Парунин О.Б. Эволюция Анапской пересыпи в позднем голоцене в связи обоснование прогноза ее развития в условиях ускорения темпов подъема уровня Черного моря // Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI веке / Ред. Н.А. Айбулатов. М.: ГЕОС, 2001. С. 293–301.

11. Martin R.E., Yanko-Hombach V. Rapid Holocene sea-level and climate change in the Black Sea: An evaluation of the Balabanov sea-level curve // I.V Buynevich, V. Yanko-Hombach, A.S. Gilbert, R.E. Martin (Eds), Geology and geoarchaeology of the Black Sea region: beyond the flood hypothesis. GSA Special Papers. 2011. Vol. 473. P. 51–58. DOI:10.1130/2011.2473(04).

ОСОБЕННОСТИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ БАССЕЙНА РЕКИ УСВЯЧА (ПРАВЫЙ ПРИТОК ЗАПАДНОЙ ДВИНЫ)

А.В. Пронина

Российский педагогический университет им. А.И. Герцена, г. Санкт-Петербург, Россия, anastasiya.2802@mail.ru

Аннотация. Данное исследование посвящено изучению особенностей геоморфологического строения бассейна р. Усвяча. Приведена геоморфологическая характеристика территории, на основании анализа цифровой модели рельефа SRTM 30m в программе QGIS 3.24.0 проведено детальное изучение строение бассейна реки, которое будет необходимо для дальнейших работ по реконструкции палеоэкологических условий бассейна р. Усвяча. Дано описание построенных карт горизонтальной и вертикальной расчлененности рельефа, приведен фрагмент гипсометрической карты. Также построены карты крутизны склонов, экспозиции склонов, порядков речных долин.

Ключевые слова: морфометрическая карта рельефа; бассейн р. Усвяча; горизонтальная и вертикальная расчлененность рельефа

FEATURES OF THE GEOMORPHOLOGICAL STRUCTURE OF THE TERRITORY OF THE USVYACHA RIVER BASIN (RIGHT TRIBUTARY OF THE WESTERN DVINA)

A.V. Pronina

Herzen Russian State Pedagogical University, St. Petersburg, Russia

Abstract. This study is devoted to the study of the features of the geomorphological structure of the Usvyacha River basin. The geomorphological characteristics of the territory are given, based on the analysis of the digital relief model SRTM 30m in the QGIS 3.24.0 program, a detailed study of the structure of the river basin was carried out, which will be necessary for further work on the reconstruction of the paleoecological conditions of the Usvyacha river basin. The description of the constructed maps of horizontal and vertical dissection of the relief is given, a fragment of a hypsometric map is given. The following maps are also constructed: slope steepness, slope exposures, river valley orders.

Key words: morphometric relief map; Usvyacha River basin; horizontal and vertical dissection of relief

Геометрические свойства рельефа земной поверхности необходимо исследовать для их выявления и, главное, – для описания и выделения особенностей конкретного района исследований. Это способствует не только пониманию современного состояния рельефа, но также изучению его происхождения и истории развития, определяет морфологические основания, необходимые для познания рельефа планеты в целом [1].

Цель данной работы – создание базовых морфометрических карт как необходимой составной части геоморфологического описания территории исследования и впоследствии для работ по реконструкции палеоэкологических условий бассейна р. Усвяча. Комплексная оценка рельефа и морфометрии бассейна с помощью инструментов анализа ГИС позволит повысить степень картографической изученности геоморфологических параметров.

Исследование рельефа и его морфометрических показателей проведено в бассейне р. Усвяча, одного из притоков р. Западная Двина. Длина р. Усвяча 100 км, исток – оз. Усмынское (55.883833, 31.106664). Протекает по территории Куньинского и Усвятского районов Псковской области и Витебского района Республики Беларусь. В течении реки находятся озера Городно, Милицино, Озерон, Ордосно, Сорочино, Усвятское. Впадает в Западную Двину в районе деревни Прудники (55.434247, 30.744815).

Весной р. Усвяча разливается до 100 м, ее берега низкие и пологие в верхнем течении, в среднем течении (между озерами Ордосно и Усвятское) берега высокие и крутые, после выхода из Усвятского озера течет в плохо выработанной долине, практически не имеющей террас, берега пологие и заросшие кустарником. Площадь водосбора 1240 км^2 [2].

По геоморфологическому районированию европейской части России исследуемая территория относится к Балтийско-Валдайской области Северорусской провинции Русской равнины [3]. Абсолютные высоты изученного района около 100–250 м над у.м. Самое низкое положение в рельефе в бассейне р. Усвяча занимает русло реки, исток расположен на высоте 161 м, устье на 138 м. Территория характеризуется слаборасчлененным полого-холмистым рельефом.

Особенностью геологического строения является расположение бассейна р. Усвяча в области горизонтов верхнего отдела девонской системы. Распространены серые и пестроцветные мергели, глины с прослоями алевролитов и песчаников, белые и серые известняки, доломиты с прослоями мергелей, разноцветные глины, серые доломиты и доломитизированные известняки. Верхнечетвертичные отложения на большей части территории представлены озерно-ледниковыми отложениями Валдайского горизонта, преобладают пески и пески с гравием и галькой [4].

В геоморфологическом плане бассейн р. Усвяча по типам рельефа можно разделить на два участка:

1. Ледниковый холмисто-моренный рельеф в северной части бассейна. Погребенный рельеф поверхности дочетвертичных пород представлен структурно-денудационными равнинами.
2. Водно-ледниковый рельеф с волнистыми флювиогляциальными равнинами, холмисто-котловинный камовый рельеф и плоские и волнистые озерно-ледниковые равнины, а также фрагментарные вкрапления биогенного рельефа в виде плоских и слабовыгнутых болотных равнин в центральной и южной части бассейна. Погребенный рельеф поверхности дочетвертичных пород представлен структурно-денудационными пологосклонными возвышенностями [4].

Рельеф водораздельных территорий юга Псковской области сформировался в результате деятельности водно-ледниковых потоков у края максимального распространения валдайского оледенения. Например, Усвятско-Ловатский водораздел представляет собой чередование небольших верховых болот и слабовыраженных песчаных возвышенностей, вытянутых в меридиональном направлении [5].

В ходе изучения строения бассейна р. Усвяча в QuantumGIS (QGIS 3.24.0, https://qgis.org/ru/site) на основе фрагмента цифровой модели рельефа SRTM 30m был составлен набор карт: гипсометрическая карта (рис.1), карта крутизны склонов, карта экспозиции склонов, карта порядков речных долин, карты расчлененности рельефа.

Особое внимание следует уделить картам расчлененности рельефа (рис. 2). Горизонтальная расчлененность – это сумма длин изолиний рельефа на единицу площади, т.е. степень расчленения земной поверхности сетью отрицательных форм рельефа. Вертикальное расчленение рельефа – относительные превышения одних точек местности над другими, возникающие в результате чередования положительных и отрицательных форм рельефа или разница высот рельефа в единице площади [6].

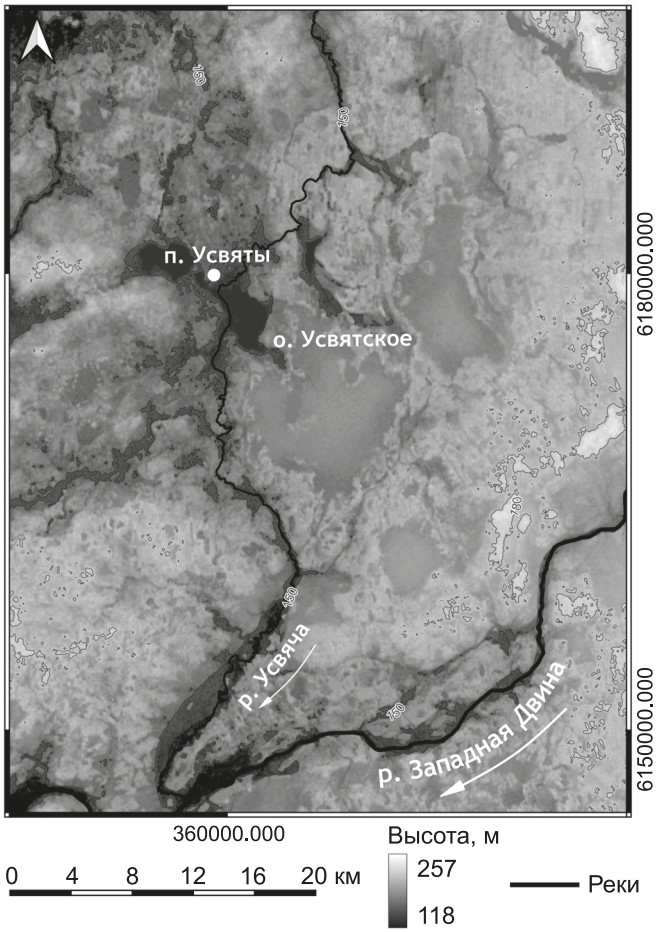


Рис. 1. Фрагмент гипсометрической карты бассейна р. Усвяча (среднее и нижнее течение).

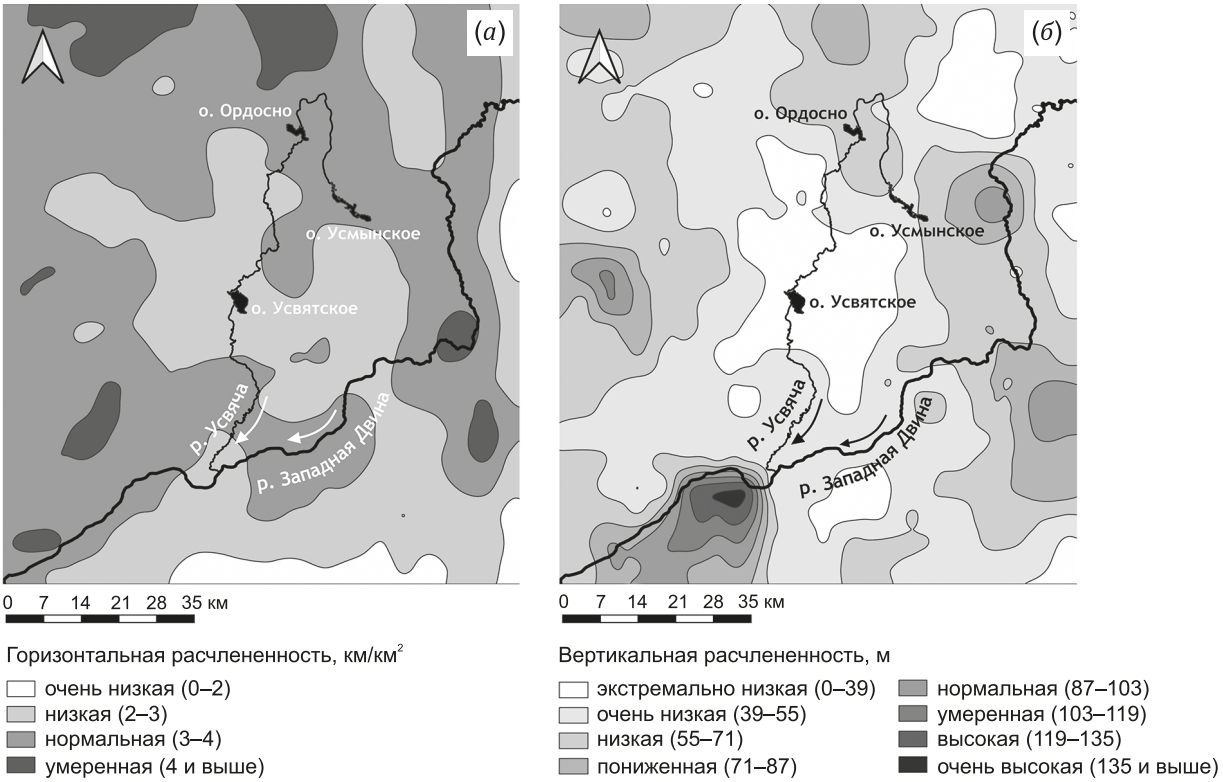


Рис. 2. Карты горизонтальной (*а*) и вертикальной (*б*) расчлененности рельефа исследуемой территории.

В программе QGIS была построена сеть изолиний для выбранного участка карты, с помощью сетки «скользящего окна» для каждой ячейки посчитана сумма длин изолиний и перепад высот рельефа. При помощи интерполяции данных, извлеченных из центроидов сетки, построены карты расчлененности. Количественным данным полученной легенды присвоены качественные характеристики (по шкале «экстремально низкая – очень высокая») для удобства оценки степени расчленения.

Территория бассейна р. Усвяча характеризуется достаточно слабым расчленением рельефа. В центральной части бассейна горизонтальная расчлененность низкая (2–3 км/км^2), в северной и южной части, соответственно в районах истока и устья, расчлененность несколько увеличивается (3–4 км/км^2), лишь к северу от озера Ордосно показатель достигает 4 км/км^2. В целом в бассейне Усвячи преобладают значения горизонтального расчленения от 2 до 4 км/км^2.

Вертикальное расчленение рельефа также невелико, хотя в данном случае карта получилась более мозаичная. Центральная часть, в районе озера Усвятское, характеризуется наименьшими показателями вертикальной расчлененности (0–39 м). В северной части, в районе озер Ордосно и Усмынское, показатель увеличивается (39–71 м). В южной части бассейна, в районе устья реки, расчлененность низкая (39–55 м).

Таким образом, при изучении строения территории бассейна р. Усвяча с помощью литературных источников и инструментов анализа геоинформационной системы QGIS,выявлены главные геоморфологические особенности:

1. Долина реки плохо выработана, террасы практически отсутствуют, преобладает водно-ледниковый рельеф. Перепад высот исследуемой территории невелик (около 150 м), гидрографическая сеть развита слабо. Гипсометрическая карта дает наглядное представление о расположении преобладающих в бассейне реки плоских поверхностей.
2. Территория имеет преимущественно низкое горизонтальное и вертикальное расчленение, водоразделы выявляются достаточно трудно из-за равнинного пологохолмистого рельефа.

Исследование выполнено в рамках работы над магистерской диссертацией по теме «Изменение природных условий в бассейне р. Усвячи в голоцене по палеолимнологическим данным», руководитель д.г.н. Д.А. Субетто.

1. Симонов Ю.Г. Морфометрический анализ рельефа. М.–Смоленск: Изд-во СГУ, 1998. 272 с.
2. Лесненко В.К., Абросов В.Н. Озера Псковской области: Пособие по краеведению. Псков, 1973. 154 с.
3. Щеглов Д.И., Громовик А.И. Основы геоморфологии: Учебное пособие для вузов. Воронеж: Издательский дом ВГУ, 2017. 178 с.
4. Атлас Псковской области / Ред. А.Г. Дуров. М.: ГУГК, 1969. 44 с.
5. Мартынов В.Л., Субетто Д.А., Брылкин В.В., Греков И.М., Кублицкий Ю.А., Орлов А.В., Сазонова И.Е., Соколова Н.В. К вопросу о существовании «пути из варяг в греки» // Балтийский регион. 2022. Т. 14. № 3. С. 4–27. DOI:10.5922/2079-8555-2022-3-1.
6. Каширо М.А., Жилина Т.Н., Васильева М.С., Евсеева Н.С. Эколого-геоморфологические исследования бассейна р. Басандайки (Томская область) // Вестник ТГУ. 2012. № 362. С. 184–188.

ПРОГНОЗ ВЕРОЯТНОСТИ АКТИВИЗАЦИИ И ОЦЕНКА СТЕПЕНИ ОПАСНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЙ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА РЕГИОНАЛЬНОМ И ЛОКАЛЬНОМ УРОВНЕ

А.В. Прядилина

Институт водных проблем РАН, г. Москва, Россия, aleksandra.v.morozova@yandex.ru

Аннотация. Наблюдение за развитием экзогенных процессов, прогноз развития и оценка влияния этих процессов на окружающую среду остаются актуальными задачами эколого-геоморфологических исследований, особенно для территорий, характеризующихся распространением многолетнемерзлых пород. На примере Ямало-Ненецкого автономного округа обоснован перечень тематических карт и методика их геоинформационного анализа для долгосрочного прогноза опасности активизации экзогенных процессов (региональный уровень исследования). Для локального уровня исследования представлены основные результаты обработки данных дистанционного зондирования, позволяющие в полуавтоматизированном режиме дешифрировать проявления экзогенных процессов, которые приводят к деградации растительного покрова (аккумуляция песчаных наносов в береговой зоне моря, абразия, русловая аккумуляция).

Ключевые слова: экзогенные процессы; прогноз; тематическая карта; космический снимок

ACTIVATION PROBABILITY FORECAST AND ASSESSMENT OF THE EXOGENOUS PROCESSES MANIFESTATIONS DANGER DEGREE AT THE REGIONAL AND LOCAL LEVELS

A.V. Priadilina

Water Problems Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. Monitoring of exogenous processes development, forecasting it development and assessing it's impact on the environment remain urgent tasks of ecological and geomorphological research, especially for territories characterized by the spread of permafrost. On the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug example, the list of thematic maps and methods of it's their processing geoinformation analysis are substantiated for a long-term forecast of the exogenous processes activation danger (regional level of research). For the study on the local level study, the main results of remote data processing are presented, which allow to identify manifestation of the exogenous processes that lead to degradation of vegetation cover (accumulation of sand deposits in the coastal zone of the sea, abrasion, channel accumulation) in semi-automated mode.

Keywords: exogenous processes; forecast; thematic map; space image

Одним из механизмов управления природопользованием сухопутной части Арктической зоны Российской Федерации может быть эколого-геоморфологический анализ [1], который, согласно работам И.П. Герасимова [2], выполняет «конструктивно-преобразовательную функцию». Наблюдение за развитием экзогенных процессов, прогноз развития и оценка влияния этих процессов на окружающую среду остаются актуальными задачами эколого-геоморфологических исследований, особенно для территорий, характеризующихся распространением многолетнемерзлых пород (ММП).

В качестве территории исследования на региональном уровне был выбран Ямало-Ненецкий автономный округ (ЯНАО). Этот регион, расположенный в зоне сплошной или островной мерзлоты и характеризующийся сложными природными условиями, активно осваивается, на его территории ведется строительство промышленных объектов и сопутствующей инфраструктуры.

Огромная площадь и суровые условия усложняют процесс сбора первичной информации о проявлениях экзогенных процессов полевыми методами. В данном исследовании рассмотрены возможности

использования существующих тематических карт, данных дистанционного зондирования Земли на разных уровнях решения эколого-геоморфологических задач (региональном и локальном).

Разработка механизма использования картографической информации для долгосрочного прогноза и управления эколого-геоморфологическими рисками при решении задач социально-экологического развития субъектов на региональном уровне – важная геоэкологическая задача [3].

Для подобных исследований на региональном уровне оптимальной информационной базой являются составленные ранее тематические карты, геоинформационный анализ которых позволяет получить обзорные материалы регионального охвата, которые должны дополнить информационную базу оперативного управления природопользованием.

В условиях потепления климата активизация опасных экзогенных процессов связана с типом, мощностью и стабильностью ММП. Кроме того, согласно СП 25.13330.2012, один из основных факторов, влияющих на конструктивные и технологические решения в области строительства в условиях вечной мерзлоты, – это льдистость грунтов. Очевидна необходимость изучения зависимостей всех основных параметров многолетнемерзлых толщ и опасных экзогенных процессов, которые она провоцирует, от факторов природной среды (климатических, гидрологических и геоботанических условий) [4]. На региональном уровне рассмотрено влияние возможного изменения льдистости грунтов при потеплении климата на активизацию опасных экзогенных процессов.

Ниже представлен список карт, геоинформационный анализ которых позволил создать долгосрочный прогноз развития и ущербонесущей опасности экзогенных процессов при глобальном потеплении:

- «Карта современной динамики рельефа Северной Евразии» [5];
- «Карта районирования территории России по степени экстремальности развития эколого-геоморфологических ситуаций» [6], включая карту-врезку возможных изменений эколого-геоморфологических ситуаций при глобальном потеплении;
- «Карта мерзлоты и условий залегания грунтового льда для Арктической зоны» [7].

Первый этап работы – векторизация данных карты современной динамики рельефа Северной Евразии (в пределах России и сопредельных стран). На рассматриваемом материале районирование территории проведено по ведущему геоморфологическому (экзогенному, рельефообразующему) процессу, которому авторы карты дали следующее определение: «…процесс, предопределяющий господствующий тип морфоскульптуры на 50 % и более площади выделяемого ареала при одновременно высокой степени интенсивности его развития» [8].

Каждому выделенному экзогенному процессу был присвоен балл ущербонесущей опасности (от 1 до 5), например, эрозии с преобладанием процессов оврагообразования присвоено 5 баллов, термокарсту – 4 балла, плоскостному смыву в сочетании со струйчатой эрозией и накоплением делювия – 3 балла и так далее (чем выше балл, тем выше ущербонесущая опасность процесса).

На развитие опасных экзогенных процессов большое влияние оказывает состояние многолетнемерзлых пород, которое анализировалось по карте мерзлоты и условий залегания грунтового льда для Арктической зоны [7]. В соответствии с районированием (сочетание типа распространения вечной мерзлоты и объема содержания льда в грунтах) ЯНАО разделен на 11 типов территорий. Типы территорий ранжированы (дана балльная оценка) в зависимости от того, насколько потенциально опасны мерзлотные условия того или иного выдела для активизации опасных экзогенных процессов. Каждому типу выделов присвоен балл от 1 до 7, где 1 балл – наименее опасные условия, 7 баллов – наиболее опасные условия.

В качестве источника информации о том, как геосистемы рассматриваемого региона реагируют на изменение климатических условий, была выбрана карта районирования территории России по степени экстремальности развития эколого-геоморфологических ситуаций [6], которая показывает возможные изменения эколого-геоморфологических ситуаций при глобальном потеплении.

В границах ЯНАО, согласно экспертной оценке, выделено четыре возможных варианта, которые ранжированы в зависимости от степени экстремальности развития эколого-геоморфологических ситуаций при изменении климата (чем выше балл, тем выше влияние изменений климата):

1) опасными и потенциально опасными мерзлотными процессами поражено более 50 % площади, высокая вероятность их активизации при потеплении (4 балла);

2) опасными и потенциально опасными мерзлотными процессами поражено 30–50 % площади, вероятность возникновения экстремальных ситуаций умеренная и высокая (3 балла);

3) опасными и потенциально опасными мерзлотными процессами поражено менее 30 % площади, существует умеренная и малая вероятность активизации процессов при потеплении (2 балла);

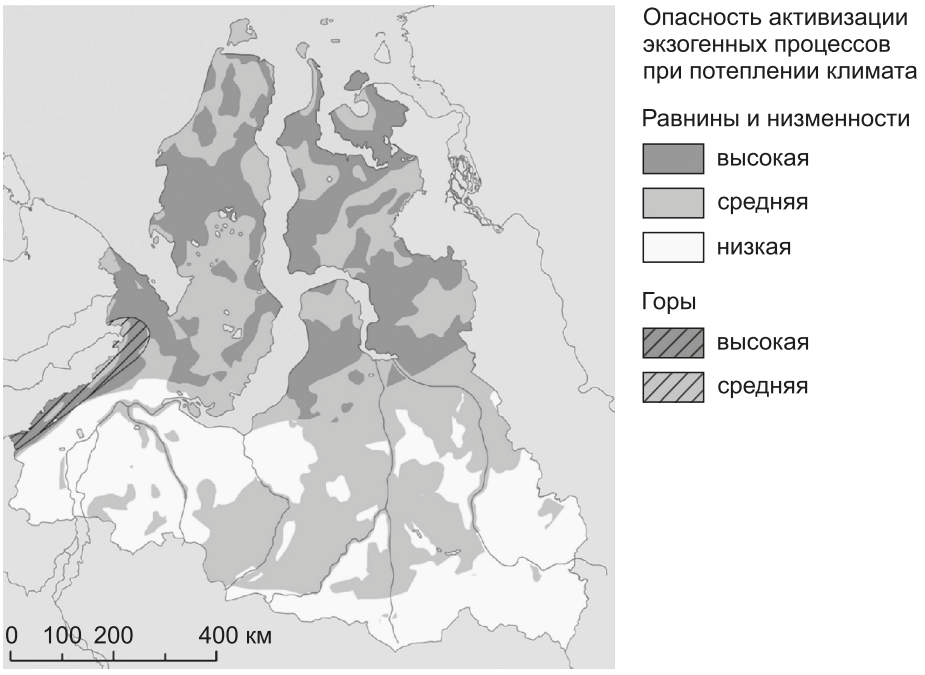
4) активизация процессов определяется преимущественно сейсмичностью и в меньшей степени изменениями климатических условий (1 балл).

Геоинформационный анализ описанных картографических материалов позволяет сделать районирование территории на основании трех балльных оценок: опасности экзогенных процессов, состояния ММП рассматриваемой территории и вероятности активизации экзогенных процессов при глобальном потеплении. Для каждой точки пространства выполнено суммирование баллов, в результате были получены значения от 4 до 15 с шагом 1. Сумма баллов является результирующим показателем оценки – опасность активизации экзогенных процессов при потеплении климата.

Результирующий показатель оценки был разделен на три группы по степени опасности: высокая (12–15 баллов), средняя (8–11 баллов), низкая (4–7 баллов). Группы разделены на две подгруппы: опасность активизации опасных экзогенных процессов на равнинах и низменностях, опасность активизации опасных экзогенных процессов в горах. По полученным данным составлена карта долгосрочного прогноза развития опасных экзогенных процессов при глобальном потеплении с отображением пяти категорий территорий (рисунок).

Для опережающего управления (управление создаваемыми ландшафтами с помощью проектирования), которое базируется на системе стационарных наблюдений или прогнозной модели, необходимо переходить на локальный уровень исследования и использовать данные дистанционного зондирования, характеризующиеся меньшей обзорностью, но большей детальностью. Привлечение снимков среднего и высокого пространственного разрешения позволяет рассматривать все наиболее активно развивающиеся на территории экзогенные процессы, а не только ведущие, как это происходит на региональном уровне.

Данные дистанционного зондирования являются источником актуальной информации о состоянии изучаемой территории. Однако космические снимки не дают возможности непосредствен-



Карта опасности активизации экзогенных процессов при потеплении климата.

ного наблюдения, например, многолетнемерзлых пород или почвенного покрова. Таким образом, при работе с этим материалом необходимо использовать объекты-индикаторы (ландшафтные индикаторы) состояния геосистемы. Растительность и гидрография – два наиболее часто используемых геоиндикатора [9], в первую очередь это связано с тем, что их состояние и динамика могут быть определены по данным дистанционного зондирования с помощью визуального или автоматического дешифрирования.

Развитие и активизация криогенных процессов на равнинах севера России, как правило, связаны с изменениями, происходящими в сезонно-талом слое, или изменениями свойств ММП. Анализ литературных источников показал, что такие изменения возможны при трансформациях окружающей среды, которые оказывают влияние на теплообмен между литосферой и атмосферой [10]. Активизация многих экзогенных процессов может происходить на фоне нарушения или полной деградации растительного покрова и/или при увеличении влажности почв.

Достоверный способ выявления участков с нарушенным растительным покровом – расчет значений индекса NDVI (нормализованный разностный индекс растительности). Индекс растительности принимает значения от –1 до +1. Отрицательные значения индекса, как правило, соответствуют антропогенным объектам и чистой водной поверхности (без признаков эвтрофикации). Чем выше положительные значения индекса NDVI, тем выше биомасса растительности рассматриваемой территории, а низкие положительные значения индекса NDVI соответствуют открытым почвам. По снимку за одну дату можно выполнять автоматизированное выделение территорий с открытыми почвами, которые потенциально могут стать очагом активизации экзогенных процессов. Анализ выделенных территорий, лишенных растительного покрова, цифровых моделей рельефа и информации о свойствах грунта, позволяет уточнить, какие процессы могут активизироваться на участке. Если сравнивать результаты расчета индекса NDVI на одну и ту же территорию за разные даты, по изменению значений индекса можно выявить территории, на которых произошло нарушение почвенно-растительного покрова.

Для практической части исследования на локальном уровне был выбран участок, выходящий к берегам Карского моря на западе полуострова Ямал. В границы выделенного участка попадает населенный пункт Маррасале.

Были использованы космические снимки съемочной системы Sentinel-2, даты съемки 12.08.2016 г. и 25.07.2020 г. Для каждого снимка был рассчитан индекс NDVI, далее была выполнена алгебраическая разность результатов расчета индекса NDVI (из значения индекса, полученного за 2020 г., были вычтены значения индекса, полученные в 2016 г.). На полученном растре положительные значения индекса NDVI приурочены к территориям, на которых увеличилась биомасса зеленой растительности, отрицательные – к территориям, на которых биомасса растительного покрова уменьшилась вплоть до его полной деградации.

Далее были проанализированы участки, характеризующиеся значительным уменьшением индекса. Понижение индекса NDVI позволило выявить экзогенные процессы, сопровождающиеся нарушениями почвенно-растительного покрова, например оползни, аккумуляцию песчаных наносов в береговой зоне моря, абразию, русловую аккумуляцию.

Геоинформационный анализ тематических карт на региональном уровне позволяет выполнить долгосрочное прогнозирование опасности активизации экзогенных процессов при глобальном потеплении, которое может стать информационной базой для решения стратегических задач освоения территории с минимальными экономическими затратами.

Для мониторинга развития экзогенных процессов необходим переход на локальный уровень исследования и привлечение данных дистанционного зондирования, которые позволяют оперативно получать актуальную информацию о состоянии изучаемой территории. Методика анализа разновременных снимков, включающая расчет и сравнение значений вегетационного индекса по снимкам, полученным за разные даты, позволяет в полуавтоматизированном режиме дешифрировать проявления экзогенных процессов, которые приводят к нарушению почвенно-растительного покрова.

1. Лихачева Э.А., Кошкарев А.В., Некрасова Л.А., Чеснокова И.В., Черногаева Г.М., Морозова А.В. Эколого-геоморфологический анализ Арктической зоны Российской Федерации / Ред. Э.А. Лихачева, А.В. Кошкарев. М.: Медиа-ПРЕСС, 2020. 120 с.

2. Герасимов И.П. Конструктивная география: Избранные труды. М.: Наука, 1996. 144 с.

3. Морозова А.В., Лихачева Э.А., Чеснокова И.В., Кошкарев А.В. Оценка и прогноз активизации опасных экзогенных процессов при изменении климата на основе анализа тематических карт // Геодезия и картография. 2020. Т. 81. № 12. С. 11–20. DOI:10.22389/0016-7126-2020-966-12-11-20.

4. Гарагуля Л.С., Гордеева Г.И. Типизация изменений природных условий для инженерно-геокриологической оценки территории при строительстве трубопроводов // Инженерная геология. 1982. № 2. С. 106–113.

5. Карта современной динамики рельефа Северной Евразии (в пределах России и сопредельных стран). Масштаб 1: 5000000 / Ред. В.М. Котляков. М., 2003.

6. Карта районирования территории России по степени экстремальности развития эколого-геоморфологических ситуаций. Масштаб 1:9000000 / Ред. Э.А. Лихачева, Д.А. Тимофеев, А.В. Кошкарев. М.: ДиЭмБи, 2006.

7. Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions. Version 2. URL: https://nsidc.org/data/ggd318/versions/2 (дата обращения: 28.03.2023).

8. Горелов С.К. Древний рельеф и современные геоморфологические процессы. М.: Изд-во НЦ ЭНАС, 2001. 127 с.

9. Якубсон К.И., Корниенко С.Г., Разумов С.О., Дубровин В.А., Крицук Л.Н., Ястреба Н.В. Геоиндикаторы изменения окружающей среды в районах интенсивного освоения нефтегазовых месторождений и методы их оценки // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2012. № 2 (6). С. 22.

10. Хилимонюк В.Зд., Чеснокова И.В. Эколо-геокриологические последствия урбанизации арктических территорий // ICEP – 2022. Актуальные научно-технические и экологические проблемы сохранения среды обитания: Сборник трудов V международной научно-практической конференции, посвященной 50-летию кафедры природообустройства (26–28 октября 2022 г.) / Ред. А.А. Волчек, О.П. Мешик. Брест: БрГТУ, 2022. Ч. 2. С. 209–216.

ПРИБРЕЖНЫЙ ЭОЛОВЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ НА ВОСТОЧНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ БЕЛОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ

Репкина Т.Ю.[1,2], Леонтьев П.А.[2], Кублицкий Ю.А.[2], Крехов А.К.[3], Вяткин Е.Д.[2], Гуринов А.Л.[1,4,5], Орлов А.В.[2], Луговой Н.Н.[1,6]

[1] Институт географии РАН, г. Москва, Россия, t-repkina@yandex.ru

[2] Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, г. Санкт-Петербург, Россия

[3] Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

[4] Аграрно-технологический институт, РУДН, г. Москва, Россия

[5] Национальный исследовательский университет «Высшая школа экономики», г. Москва, Россия

[6] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Аннотация. На ключевых участках Зимнего и Канинского берегов Белого моря исследован голоценовый эоловый рельефа и отложения. Полевые работы включали георадиолокационные,

палеолимнологические и геоморфологические исследования, съемку БПЛА и DGPS. Начаты аналитические исследования донных отложений озер, расположенных в зоне ближнего эолового переноса. Прибрежные дюны сформировались на участках берега с положительным балансом наносов, преимущественно за счет песков, подготовленных в береговой зоне. Дюны развиваются с позднего или среднего голоцена, когда относительный уровень моря на каждом из участков стал близок современному. За счет активного переноса песка и смещения дюн в сторону суши фрагменты древних дюн почти не сохранились. Ритмы активизации эоловых процессов на ключевых участках не синхронны.

Ключевые слова: эоловый морфолитогенез; голоцен; палеолимнология; георадиолокация; Белое море; Зимний берег; Канинский берег

AEOLIAN MORPHOLITHOGENESIS OF THE EASTERN COAST OF THE WHITE SEA IN THE HOLOCENE

Repkina T.Yu.[1,2], Leontiev P.A.[2], Kublitskiy Yu.A.[2], Krekhov A.K.[3], Vyatkin E.D.[2], Gurinov A.L.[1,4,5], Orlov A.V.[2], Lugovoy N.N.[1,6]

[1] Institute of Geography, Russian Academy of Science, Moscow, Russia
[2] Herzen State Pedagogical University, Saint Petersburg, Russia
[3] Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia
[4] Agrarian-Technological Institute, RUDN University, Moscow, Russia
[5] HSE University, Moscow, Russia
[6] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract. Holocene eolian landforms and deposits were studied in key areas of the Zimny and Kaninsky coasts (White Sea, NW of Russia). Field work has been carried out including ground penetrating radar, paleolimnological and geomorphological studies, UAV surveys and DGPS measurements. Analytical studies of bottom sediments of lakes that could be affected by eolian transport are in progress. Coastal dunes were formed in coastal areas with a positive sediment balance, mainly due to marine sands previously prepared in the coastal zone. The dunes have been developing since the late or middle Holocene when the relative sea level at each of the sites became close to the modern one. Due to the active transfer of sand and the dunes propagating towards the land, fragments of the ancient dunes were almost not preserved. The activation rhythms of aeolian processes in key areas are not synchronous.

Keywords: aeolian sediment transport; aeolian landforms; Holocene; paleolimnology; ground penetrating radar; White Sea coasts; Zimny coast; Kaninsky coast

Эоловые процессы – одна из важнейших составляющих морфолитогенеза берегов Мирового океана [1, 2]. Облик и динамика прибрежного эолового рельефа зависят от сложного сочетания факторов. Важнейшие из них – баланс наносов в береговой зоне, направление господствующих ветров относительно береговой линии и изменение конфигурации берега. Ритмы активизации прибрежных эоловых процессов неизбежно связаны с колебаниями относительного уровня моря и изменениями режима ветров, волн и припайных льдов. Несмотря на длительный период изучения прибрежных дюн, в том числе на берегах Арктических морей [3], реакция прибрежных эоловых процессов на изменения природной среды остается предметом дискуссий [4]. На берегах Белого моря эта проблема практически не изучалась, а представления об этапах активизации прибрежных эоловых процессов подкреплены только единичными радиоизотопными датами. Исследования

авторов данной статьи направлены на получение фактических данных об эоловом рельефе и ритмах активизации эоловых процессов на восточном побережье Белого моря после деградации оледенения.

Крупнейшие ареалы голоценового эолового рельефа приурочены к районам устойчивой прибрежно-морской аккумуляции – устьям рек со значительным стоком наносов (р. Варзуга на Терском берегу, р. Ручьи, р. Майда на Зимнем берегу, р. Шойна на Канинском берегу и др.) или к зонам разгрузки вдольбереговых потоков наносов (Летний берег в районе Унской губы, мысы Инцы и Вепревский на Зимнем берегу и др.). К настоящему времени получены первые данные о строении эолового рельефа и отложений на трех ключевых участках восточного побережья Белого моря. Два из них расположены на Зимнем берегу (между мысом Инцы и устьем р. Ручьи и в районе устья р. Майда), а третий – на Канинском берегу (район устья р. Шойны).

Методика исследования включает совместное использование геофизических (георадиолокация), палеолимнологических, геодезических (съемка БПЛА и DGPS), геоморфологических, аналитических (геохимических, микропалеонтологических) и геохронологических (радиоуглеродное и OSL-датирование) методов. Это позволяет выполнить сравнительный анализ строения современных и реликтовых форм прибрежного эолового рельефа и отложений с литолого-стратиграфической последовательностью донных осадков прибрежных водоемов, расположенных в зоне ближнего эолового переноса.

Георадиолокационное профилирование было выполнено при помощи георадаров Zond-12e, ОКО и антенн с частотой от 50 до 500 МГц. Это позволило получить характеристики разреза эоловых и подстилающих отложений на глубину до 20 м. Обработка радарограмм выполнялась в ПО Prism 2.5-2.7, RadExplorer 1.42 и GeoScan32. Интерпретация радарограмм проведена на основе анализа волновой картины по методике [5] с учетом данных бурения.

Тахеометрическое профилирование было выполнено с помощью DGPS PrinCe i50, аэрофотосъемка – квадрокоптерами DJI Phantom 4 Pro v2.0. и DJI Mini2. В результате были составлены ортофотопланы и цифровые модели местности. Они используются для высотной привязки георадарных профилей, расчета объемов эоловых форм и составления карт морфодинамики рельефа.

Геоморфологические исследования включают дешифрирование разновременных космических и аэроснимков, профилирование прибрежных террас и эоловых форм, а также анализ строения и динамики современной береговой зоны.

Бурение озерных и болотных отложений водоемов зоны ближнего эолового переноса выполнено с помощью русского торфяного бура. Весной бурение выполнялось со льда, а летом – с катамарана. Бурение сопровождается литолого-стратиграфическим описанием кернов по методике [6] и отбором кернов на аналитические исследования. Керны отбираются в пластиковые трубы длиной 1 м. Аналитические исследования и датирование озерно-болотных отложений позволили получить первые данные об изменениях относительного уровня моря и ритмах активизации эоловых процессов.

Зимний берег Белого моря. На участке от м. Инцы до устья р. Ручьи существуют три ареала голоценовых эоловых форм различной морфологии. На правом берегу р. Ручьи прибрежные дюны (протяженность ~2 км, ширина до ~0.3 км, относительная высота до 4 м) перекрывают приустьевую косу и склоны моренных гряд. В корне косы накопление морских песков с прослоями гравия и гальки завершилось не позднее ~4.4–4.3 кал. тыс. л. н. Дисталь косы сформировалась, вероятно, в конце позднего голоцена [7]. На георадарных профилях, выполненных через косу, выделены два горизонта эоловых песков, накопившихся, скорее всего, в результате двух этапов активизации прибрежных эоловых процессов. Однако в отложениях отчлененной косой палеолагуны пески распределены достаточно равномерно. Увеличение мощности дюн от корня косы к ее дистали позволяет предположить, что основным источником питания этих форм являются пески, поступающие в результате разгрузки вдольберегового потока наносов.

В северной части аккумулятивного мыса Инцы массивы дюн (протяженность ~5.5 км, ширина 0.2–0.5 км, относительная высота до 10 м) окаймляют тыловой шов голоценовой морской террасы.

По данным георадарного профилирования, отложения террасы – наклонно-слоистые морские пески, накопившиеся за два этапа. Последний из них начался позже ~4.7 кал. тыс. л. н. и закончился между ~3.3 и ~2 кал. тыс. л. н. [7]. Так же как в устье р. Ручьи, в эоловых отложениях выделяются два горизонта [8], а основным источником питания дюн является вдольбереговой поток наносов [9]. Пески поступают на дюну в результате перевеивания голоценовой террасы, которая в результате дефляции была выровнена и бронирована галечной отмосткой.

Южнее, в палеопроливе, который заполняют наносы двух небольших рек, эоловые формы представлены своеобразными авандюнами (протяженность 0.1–0.5 км, ширина до 50 м, относительная высота до 2 м). Цепочки авандюн протягиваются параллельно руслам рек и смещаются под действием преобладающих ветров к северо-западному борту пролива. Основным источником поступления песков здесь, очевидно, является твердый сток рек. Эоловые пески, переслаивающиеся с торфом, накапливаются на дне палеопролива с ~1.8 кал. тыс. л. н. до настоящего времени [7, 10].

В устье р. Майды на приустьевой косе (протяженность ~3 км, ширина до ~1.5 км) развиты авандюны и дюнные гряды. Относительная высота авандюн увеличивается от 1–2 м в корне косы до 4–5 м в ее дистали. Дальше от моря на поверхности косы параллельно или под углом к современному берегу протягиваются четыре гряды дюн (относительная высота 5–18 м). На георадарных профилях видно, что внутреннее строение эоловых песков с удалением от берега становится более сложным. В их основании видны более древние фрагменты с иным характером слоистости. Источником питания дюн являются наносы, поступающие с морского берега. В торфянистых отложениях заболоченной палеолагуны обнаружены тонкие прослои, обогащенные эоловым песком. По результатам датирования эоловые процессы активизировались позже 3.8–3.5 тыс. л. н.

Канинский берег Белого моря. На Канинском берегу Белого моря, между устьями рек Месна и Кия, существует один из крупнейших в регионе ареалов прибрежного эолового рельефа – авандюн и активных дюн [11]. Крупнейший массив активных дюн (протяженность ~5 км, ширина до ~0.6 км, высота до 22 м) расположен на левобережье р. Шойна и приурочен к зоне разгрузки вдольберегового потока наносов. Массив состоит из серии коротких и узких песчаных гряд (протяженность до 0.3 км, ширина до 0.2 км), ориентированных по нормали к направлению преобладающих и наиболее сильных ЮЗ-Ю ветров. Локальные гряды группируются в три или четыре гряды протяженностью до 2 км каждая. Фронт крупных дюн параллелен современной береговой линии и ориентирован по нормали к т. н. «эффективным», т. е. дующим с моря на сушу, ветрам ССЗ-СЗ румбов. Эти ветры бывают сильными [12] и могут поставлять из береговой зоны пески. Сравнение разновременных дистанционных данных показало, что в последние десятилетия смещение дюн в сторону суши происходило за счет перевеивания сухих песков верхнего активного слоя и было не однонаправленным; зафиксировано также увеличение и уменьшение объемов дюн [13]. Первые результаты OSL-датирования отложений дюн подтверждают весьма быстрое перемещение эоловых песков в сторону суши.

Таким образом, на изученных авторами участках восточного побережья Белого моря прибрежные дюны сформировались в основном за счет наносов, поступающих с вдольбереговыми потоками. Преимущественно речное питание имеют отдельные дюны в районе м. Инцы (Зимний берег). В устьях рек Ручьи, Майда и Шойна роль стокового течения сводится в основном к блокировке вдольберегового потока наносов, что провоцирует его разгрузку, устойчивую аккумуляцию песков и определяет значительный запас наносов, подготовленных к эоловому переносу. Внутреннее строение дюн и количество этапов активизации эоловых процессов на ключевых участках не одинаковы. Существующие в настоящее время прибрежные дюны формируются с позднего (м. Инцы – р. Ручьи; устье р. Майда) и, возможно, со среднего (устье р. Шойна) голоцена, когда относительный уровень моря на этих участках стал близок к современному. Вместе с тем за счет активного переноса песка и смещения дюн в сторону суши фрагменты древних дюн почти не сохранились. Вероятно, активизация береговых процессов и аккумуляции эоловых песков в прибрежных дюнах была синхронной: увеличение объема поступающих на берег песков вызывало рост эоловых форм. Зафиксировано

от 2 до 4 этапов активизации прибрежных эоловых процессов. На разных участках берега они были не одновременны.

Исследования выполнены при поддержке РНФ, проект № 22-27-00499.

1. Выхованец Г.В. Эоловый процесс на морском берегу. Одесса: Астропринт, 2003. 368 с.
2. Sloss C.R., Shepherd M., Hesp P. Coastal Dunes: Geomorphology // Nature Education Knowledge. 2012. Vol. 3. Iss. 10. 2.
3. Ruz M.-H., Hesp P.A. Geomorphology of high-latitude coastal dunes: a review // Geological Society of London Special Publications. 2014. Vol. 388. P. 199–212. DOI:10.1144/SP388.17.
4. Бадюкова Е.Н., Соловьева Г.Д. Прибрежные эоловые формы и колебания уровня моря // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. С. 139–139. DOI:10.7868/S0030157415010013.
5. Старовойтов А.В. Интерпретация георадиолокационных данных: Учебное пособие. М.: МГУ, 2008. 192 с.
6. Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб.: РГПУ им. А.И. Герцена, 2009. 339 с.
7. Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Шилова О.С., Луговой Н.Н., Садков С.А. Юго-восточный берег Горла Белого моря в голоцене: рельеф, отложения, динамика // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и северо-запада России. 2019. Вып. 6. С. 146–153. DOI:10.24411/2687-1092-2019-10621.
8. Репкина Т.Ю., Луговой Н.Н., Гуринов А.Л., Романенко Ф.А. Антропогенные изменения эоловых процессов на побережье Белого моря // Известия РАН. Серия географическая. 2022. Т. 86. № 6. С. 1046–1062. DOI:10.31857/S2587556622060140.
9. Lugovoy N.N., Repkina T.Yu. Coastal dynamics of the accumulative Intsy cape (Zimniy Coast of the White Sea) // INQUA 2019: Abstracts of the International congress. 2019. P-3007.
10. Шилова О.С., Зарецкая Н.Е., Репкина Т.Ю. Голоценовые отложения юго-восточного побережья Горла Белого моря: новые данные диатомового и радиоуглеродного анализов // Доклады РАН. 2019. Т. 488. № 6. С. 661–666. DOI:10.31857/S0869-56524886661-666.
11. Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калиненко В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.
12. Архив погоды в Шойне за 2005–2022 гг. Available from: https://rp5.md (last accessed November 10, 2022).
13. Вяткин Е.Д., Репкина Т.Ю. Динамика дюнного массива на левобережье реки Шойны // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и северо-запада России. 2022. Вып. 9. С. 54–59. DOI:10.24412/2687-1092-2022-9-54-59.

СЕЛЕВОЙ РЕЛЬЕФ ГОР ЕВРОПЕЙСКОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОЙ СУБАРКТИКИ

А.И. Рудинская[1], Ю.Р. Беляев[2]

[1] Институт географии РАН, г. Москва, Россия, rudinskaya94@gmail.com
[2] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

Аннотация. На основе анализа литературных данных, результатов визуального дешифрирования следов развития селевых процессов при использовании ДЗЗ и последующего заверочного полевого обследования территории были созданы схемы селевых бассейнов ключевых участков

гор Европейского сектора Российской Субарктики (Монче-, Чуна- и Волчьих тундр, Хибин и Ловозерских тундр на Кольском полуострове, хр. Оченырд, массива г. Лядхэ, хр. Нярмынхой, кряжа Енганэпэ, Малого Пайпудынского, Большого Пайпудынского и Харбейского хребта на Полярном Урале). Для выделенных бассейнов были рассчитаны морфометрические характеристики средствами ГИС. Сравнение бассейнов разного порядка на ключевых участках позволило выявить наиболее типичные условия селеформирования в горах Европейского сектора Российской Субарктики.

Ключевые слова: селевой поток; водоснежный поток; горы Кольского полуострова; Полярный Урал

DEBRIS FLOW RELIEF OF THE EUROPESN SECTOR OF THE RUSSIAN SUBARCTIC

A.I. Rudinskaya[1], Y.R. Belyaev[2]

[1] Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract. We analized the literature data, deciphered the traces of the development of debris flow processes using remote sensing data and verified the result during fieldwork to compose the schemes of debris flow basins in key areas of the mountains of the European sector of the Russian Subarctic (the Monchetundra, the Chunatundra, the Volchyi Tundry, the Khibiny, the Lovozerskiye Tundry on the Kola Peninsula and the Ochenyrd Ridge, the Lyadkhe mountain massif, the Nyarmynkhoi Ridge, the Enganepe Ridge, the Malyi Paypudinskii Ridge, the Bolshoi Paypudinskii Ridge and the Kharbeyskii Ridge on the Polar Ural). We calculated the morphometric features of the basins by means of GIS. Comparison of basins of different orders in key areas allowed to identify the most typical conditions for debris flow formation in the mountains of the European sector of the Russian Subarctic.

Keywords: debris flow; slushflow; mountains of the Kola Peninsula; the Polar Ural

Было проведено визуальное дешифрирование следов развития селевых процессов при помощи подобранных морфологических, геологических и ландшафтных критериев [1] при использовании топографических карт крупного и среднего масштаба и полученных из открытых источников космических снимков субметрового пространственного разрешения. Также были привлечены опубликованные предшествующими исследователями схемы очагов водоснежных потоков Хибинского горного массива [2]. Результаты дешифрирования территории для Хибин, Ловозерских тундр и Малого и Большого Пайпудынских хребтов (Полярный Урал) были верифицированы в ходе полевого обследования.

Денудационные формы селевого рельефа в пределах изучаемой территории представлены селевыми врезами и террасами врезания. Селевые врезы прорезают толщи ледниковых отложений, выполняющих днища троговых долин, или врезаны в коренные скальные породы. Они имеют V-образный, ящикообразный или корытообразный поперечный профиль, их глубина колеблется в пределах от полуметра до 12–15 м, ширина по бровкам составляет от 8–10 до 20 м, по днищу – от 5 до 10 м. Селевые террасы врезания образуются в том случае, если были прорезаны селевые отложения, заполняющие днище вреза. Такие террасы обычно полого наклонены вдоль русла, их длина составляет до первых десятков метров, а ширина площадок обычно не превышает 10–15 м. Высота уступов этих террас обычно не превышает 1–2 м над урезом современного русла.

Аккумулятивные формы селевого рельефа представлены селевыми грядами в руслах водотоков и конусами выноса. Гряды, как правило, сложены щебнисто-галечно-валунным материалом и локализованы на участках расширения русла и уменьшения уклонов продольного профиля, они

вытянуты по течению, их длина составляет до первых десятков метров, высота – до 1 м. Конусы выноса приурочены, как правило, к приустьевым частям селевых бассейнов. Выделяются генерации локализованных непосредственно в прирусловых участках конусов выноса либо в вершине галечно-валунных гряд высотой до 0.5–0.7 м, для которых характерно либо полное отсутствие растительности, либо фрагментарный травянистый или мохово-лишайниковый покров с кустарниковой порослью. Также выделяются выпуклые в поперечном профиле треугольные либо лепесткообразные в плане образования, сложенные валунным материалом, с отчетливым продольным уклоном в сторону русла и вниз по долине образования с хорошо выраженным ложбинно-грядовым рельефом (перепад высот составляет до 0.5–1.0 м). Такие образования обычно заняты смешанным и хвойным лесом с хорошо сформированным дерново-травянистым покровом либо, если зона аккумуляции селевого бассейна располагается выше границы леса, сплошным дерново-травянистым и/или мохово-лишайниковым покровом. Эти образования наложены на ледниковые, флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения, слагающие равнины, окружающие горные массивы, либо выстилающие днища горных долин. Различия в морфологическом облике и характере растительного освоения позволяют выделить как минимум две возрастные генерации селевого рельефа – молодую и древнюю. В пределах изучаемой территории в днищах селевых врезов также наблюдаются аккумулятивные селевые террасы длиной обычно до 10–12 м и относительной высотой до 0.7 м, сложенные галечно-валунным материалом.

По итогам полевой верификации были составлены схемы селевых бассейнов ключевых горных сооружений Европейского сектора Российской Субарктики. Далее для выделенных бассейнов на основе анализа цифровых моделей Arctic DEM [3] был проведен расчет морфометрических характеристик – водосборных площадей селевых бассейнов разного порядка, их высотного положения и средней крутизны поверхности, длины, уклонов селеносных тальвегов, площадей молодых и древних зон селевой аккумуляции бассейнов и дальности выноса селевых отложений за пределы горных сооружений.

Сравнение бассейнов разного порядка на ключевых участках позволило выявить наиболее типичные условия селеформирования в горах Европейского сектора Российской Субарктики. Селевые потоки формируются в водосборных бассейнах первого порядка (по Штраллеру) площадью от 0.6 до 3.2 км^2 и второго порядка площадью от 10 до 12 км^2. Наиболее типичные значения уклона селевых тальвегов первого порядка – от 90 до 330 ‰, второго порядка – от 45 до 100 ‰. Наиболее характерный высотный уровень селеформирования составляет от 400 до 800 м. В бассейнах первого порядка площади молодой селевой аккумуляции, как правило, составляют до 0.08–0.15 км^2, площади древней селевой аккумуляции – до 0.2–0.4 км^2, в бассейнах второго порядка площади молодой селевой аккумуляции составляют до 0.1–0.3 км^2, древней – до 0.2–1.0 км^2. Дальность выноса как молодых, так и древних селевых отложений за пределы горных сооружений до 0.8–1.3 км.

Территория Европейского сектора Российской Субарктики, в соответствии районированием Российской Федерации и прилежащих территорий, относится к зоне развития водоснежных потоков средней интенсивности [4, 5]. Формирование водоснежных потоков обычно связано с таянием снега во время весенних оттепелей или ливневых осадков, их селевая масса обычно представлена смесью комков и зерен снега с водой и обломочным материалом, составляющим до 5–10 % объема смеси. После таяния снега формируется плащеобразное крупноячеистое скопление обломочного материала разной размерности мощностью до 0.5 м [6]. Выделенные в ходе исследования древние зоны аккумуляции – конусы выноса с грядово-ложбинным рельефом, сложенные преимущественно валунным материалом, – по-видимому, были образованы не водоснежными потоками, а селями иного генезиса. Начало их формирования, судя по подстилающим конусы отложениям, может относиться ко времени деградации последнего обширного оледенения, которая на Полярном Урале имела место около 70 тыс. л.н. [7], а в горах Кольского полуострова – в начале голоцена [8]. Молодые зоны селевой аккумуляции в подавляющем большинстве случаев локализованы в прирусловых участках конусов выноса, что может указывать на направленное снижение

мощности селевых потоков – в противном случае более древние образования были бы перекрыты более молодыми либо полностью размыты. Указанные особенности могут свидетельствовать о смене преобладающего типа селевых потоков Европейского сектора Российской Субарктики в послеледниковье.

Исследование выполнено в рамках темы ГЗ АААА-А16-121040100323-5 «Эволюция природной среды в кайнозое, динамика рельефа, геоморфологические опасности и риски природопользования».

1. Рудинская А.И., Беляев Ю.Р., Беляев В.Р., Гуринов А.Л., Гаранкина Е.В. Геоморфологические позиции селевых бассейнов Ловозерских тундр // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2022. № 2. С. 119–132.

2. Перов В.Ф., Божинский А.Н., Евтеев А.О., Мягков С.М., Сапунов В.Н., Сапунова Г.Г., Фрейдлин В.С. Водоснежные потоки Хибин. М.: Географический факультет МГУ, 2001. 167 с.

3. Porter C., Morin P., Howa I., Noh M.J., Bates B., Peterman K., Keesey S., Schlenk M. et al. ArcticDEM. Version 3. 2018. DOI:10.7910/DVN/OHHUKH.

4. Флейшман С.М. Сели. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 312 с.

5. Perov V., Chernomorets S., Budarina O., Savernyuk E., Leontieva T. Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events // Natural Hazards. 2017. Vol. 88. Iss. 1 (Suppl.) P. 199–235. DOI:10.1007/s11069-017-2841-3.

6. Перов В.Ф. Селеведение: Учебное пособие. М.: Географический факультет МГУ, 2012. 274 с.

7. Svendsen J.I., Krüger L.C., Mangerud J., Astakhov V.I., Paus A., Nazarov D., Murray A. Glacial and vegetation history of the Polar Ural Mountains in Northern Russia during the Last Ice Age, Marine Isotope Stages 5–2 // Quaternary Science Reviews. 2014. Vol. 92. P. 409–428. DOI:10.1016/j.quascirev.2013.10.008.

8. Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Первый опыт реконструкции поверхности ледникового покрова в различные стадии оледенения (на примере района Хибинских и Ловозерских тундр на Кольском полуострове) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2010. № 1. С. 54–59.

АККУМУЛЯЦИЯ ЛЁССОВИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Ю.В. Рыжов[1,2,3,4], В.А. Голубцов[2], М.В. Смирнов[1]

[1] Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия, ryv@crust.irk.ru
[2] Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, Россия
[3] Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия
[4] Институт географии РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. Детально изучено строение, состав, возраст позднеледниковых и голоценовых лёссовидных отложений подгорного шлейфа (Студеный ключ 2), днища балки (падь Ковалева), проведен спорово-пыльцевой анализ, выделены литолого-стратиграфические пачки позднеледниковых и голоценовых осадков разреза Надеино. Проведена корреляция разрезов лёссовидных отложений в бассейне р. Куйтунка (Селенгинское среднегорье). Выделено четыре крупных этапа осадконакопления и почвообразования за последние 15 тыс. лет: позднеледниковый интерстадиальный (14.5–12.9 тыс. л. н.), позднеледниковый стадиальный (12.9–11.7 тыс. л. н.), раннеголоценовый (11.7–8.8 тыс. л. н.), средне- и позднеголоценовый (<8.8 тыс. л. н.) межледниковые. Выявлены

короткие фазы аккумуляции и педогенеза продолжительностью сотни лет, связанные и природно-климатическими изменениями.

Ключевые слова: лёссовидные отложения; почвообразование; осадконакопление; позднеледниковье; голоцен

ACCUMULATION OF LESS-LIKE DEPOSITS IN WESTERN TRANSBAIKALIA IN THE LATER GLACIA AND HOLOCENE

Yu.V. Ryzhov[1,2,3,4], V.A. Golubtsov[2], M.V. Smirnov[1]

[1] Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia, ryv@crust.irk.ru

[2] Sochava Institute of Geography, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

[3] Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

[4] Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. The structure, composition, and age of Late Glacial and Holocene loess-like deposits of the piedmont plume (Studenii Klyuch 2), the bottom gully (Tikhonov's Pad) were studied in detail, spore-pollen analysis was carried out, and lithological-stratigraphic packs of Late Glacial and Holocene sediments of the Nadeino section were identified. Correlation of sections for loess-like deposits in the Kuitunka river basin (Selenga middle mountains) was carried out. The fore large stages of sedimentation and soil formation over the last 15 ka have been distinguished: Late Glacial interstadial (14.5–12.9 ka), Late Glacial stadial (12.9–11.7 ka), Early Holocene (11.7–8.8 ka), and Middle-Late Holocene (<8.8 ka) interglacial. Short phases of deposits accumulation and pedogenesis lasting hundreds of years, associated with natural and climatic changes, were revealed.

Keywords: loess-like deposits; soil formation; sedimentation; Late Glacial; Holocene; Western Transbaikalia

Для Западного Забайкалья характерно островное и прерывистое распространение лёссовых пород изменчивой мощности [1, 2], обусловленное горно-котловинным рельефом территории [3]. Исследуемый регион относится к умеренной перигляциально-лёссовой зоне Азии [4]. Лёссы и лёссовидные отложения образуют единую толщу или разделены горизонтами погребенных почв, формирующихся при снижении темпов аккумуляции. По генезису [5–7] выделяли эоловые лёссы водоразделов и полигенетические лёссовидные отложения.

Лёссовидные отложения склонов и долин временных водотоков состоят из лёсса, осажденного из воздуха, и лёсса, переотложенного со склонов долин. Д.-Д.Б. Базаров [6] считал их генезис делювиальным, эолово-аллювиальным и пролювиально-аллювиальным. Э.И. Равский [3] лёссовидные отложения в Забайкалье относил к преимущественно к пролювиальным, делювиально-солифлюкционным, овражным и делювиально-аллювиальным. Т.Г. Рященко с соавторами [8] считает лёссовидные грунты пролювиальными, а лёссовый литогенез – результатом воздействия современных и древних криогенных процессов в условиях сезонного промерзания и оттаивания в районах островного и прерывистого распространения многолетнемерзлых пород.

Территория исследования расположена в центральной части Селенгинского среднегорья в бассейне р. Куйтунка (правый приток р. Селенги), водосборная площадь которого 1140 км^2. В геологическом строении бассейна принимают участие преимущественно вулканогенные и интрузивные горные породы верхнепермского возраста, представленные монцонит-сиенит-лейкогранитовым Соготинским комплексом [9]. На них с размывом залегают разновозрастные аллювиальные, пролювиальные, делювиальные, эоловые неоген-четвертичные отложения. Верхнеплиоценовые

отложения Тологойской свиты сложены делювиально-пролювиальными красноцветными глинами, суглинками со щебнем и дресвой мощностью до 10 м [9]. Выше залегают средненеоплейстоценовые озерно-аллювиальные пески кривоярской свиты. Они включают чередование слоев мелко-, средне-, крупно- и разнозернистых песков мощностью до 50 м [6]. Отложения кривоярской свиты перекрываются эолово-делювиальными и эолово-делювиально-пролювиальными отложениями среднего – верхнего неоплейстоцена и представлены лёссовидными супесями и суглинками с прослоями дресвы и щебня. К верхнечетвертичным и голоценовым отложениям относятся аллювиальные, аллювиально-пролювиальные отложения I и II надпойменных террас высотой 6–8 и 4–6 м, русел постоянных и временных водотоков, эолово-делювиальные, эолово-делювиально-пролювиальные лёссовидные супеси и легкие суглинки мощностью 2–17 м, которые залегают в долинах постоянных и временных водотоков, на склонах и водоразделах.

При проведении исследований использовались топографические карты масштабов 1:25000–1:200000, геологические карты масштаба 1:200000 второго поколения [9], космические снимки высокого разрешения Google, Bing. На лазерном дифракционном анализаторе «ANALYSETTE 22» (модель NanoTec, компания Fritsch, Германия) рассчитывался средний и медианный диаметр зерна в диапазоне 2–0.00008 мм (2000–0.08 мкм). Результаты получены по 102 фракциям. Для удобства они были объединены в девять фракций (2–1, 1–0.5, 0.5–0.25, 0.25–0.1, 0.1–0.05, 0.05–0.01, 0.01–0.005, 0.005–0.001, <0.001 мм), представленных в объемных процентах по каждому образцу. Диспергирование образцов в водной среде осуществлялось с помощью ультразвуковой обработки. Палинологические исследования разреза Надеино выполнены в Институте земной коры по стандартной методике [10]. Изменение абсолютного возраста погребенных почв выполнено в Санкт-Петербургском государственном университете по углероду гуминовых кислот.

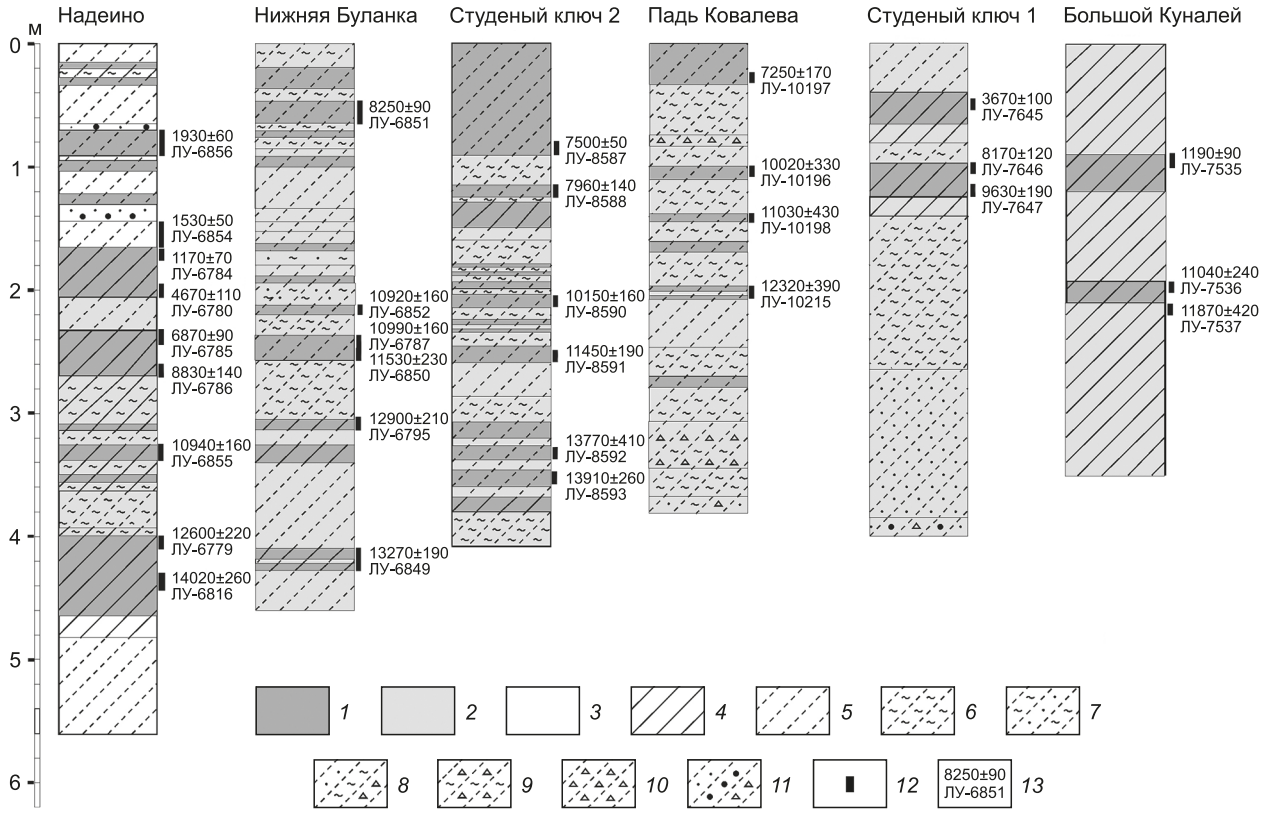
Цель работы – выявление этапов накопления лёссовидных отложений в позднеледниковье и голоцене в центральной части Селенгинского среднегорья на основе их детального изучения и датирования в пределах различных форм рельефа, корреляции с ранее опубликованными данными.

Детально изучены разрезы лёссовидных отложений Студеный ключ 2 (делювиальный шлейф) и падь Ковалева (погребенная эрозионная форма) (рисунок). Выделены этапы аккумуляции лёссовидных отложений и педогенеза. Разрезы характеризуется разнообразным гранулометрическим составом. В отдельных слоях голоценовых осадков разреза Студеный ключ 2 отмечается включение частиц грубозернистых песков, мелкой дресвы (5–1 мм). Доля песчаной фракции (1–0.05 мм) в голоценовых отложениях и почвах 0.2–10 %, пылеватой фракции (0.05–0.001 мм) 40–95 %, глинистых частиц (<0.001 мм) 3–6 %. В позднеледниковых отложениях и почвах содержание песчаной фракции (1–0.05 мм) 0–12 %, пылеватой фракции (0.05–0.001 мм) 75–95 %, глинистых частиц (<0.001 мм) 4–7 %.

Разрез падь Ковалева характеризуется достаточно однородным гранулометрическим составом. За исключением слоя пролювия на глубинах 74–81 см, сложенного супесью пылеватой с многочисленными включениями грубо- и крупнозернистых песков (2–0.5 мм). Доля песчаной фракции (1–0.05 мм) в голоценовых и позднеледниковых отложениях и почвах 0–15 %, пылеватой фракции (0.05–0.001 мм) 80–96 %, глинистых частиц (<0.001 мм) 3–15 %.

Разрез Надеино заложен в устьевой части крупной балки на левобережье р. Куйтунка в 5 км юго-восточнее с. Надеино. Для реконструкции условий осадконакопления и почвообразования выполнен спорово-пыльцевой анализ осадков разреза. На основе данных о строении, абсолютном возрасте, физико-химических свойствах отложений выявляется пять литолого-стратиграфических пачек отложений, содержащих споры и пыльцу и характеризующих ландшафтно-климатические условия временного интервала ~14.6–6.3 тыс. л. н.

В разрезах склоновых лёссовидных отложений Студеный ключ 2 и падь Тихонова отчетливо различаются осадки позднего плейстоцена и голоцена. Они представлены лёссовидными супесями. Последние более гумусированы, содержат редкие прослои и включения разнозернистых песков и дресвы, горизонты почв. Этапы педогенеза соответствовали периодам снижения темпов аккумуляции, потепления и увлажнения климата, плотного растительного покрова. Для разрезов



Разрезы лёссовидных отложений Западного Забайкалья.

1 – почвы; *2* – лёссовидные отложения; *3* – отложения; *4* – легкие суглинки; *5* – супеси; 6 – супеси пылеватые; *7* – супеси пылеватые с включением песков мелко- и тонкозернистых; *8* – супеси пылеватые с включением песков мелко- и тонкозернистых, дресвы; *9* – супеси пылеватые с включением дресвы; *10* – супесь с включением дресвы; *11* – супеси пылеватые с включением средне- и мелкозернистых песков и дресвы; *12* – интервал отбора проб на радиоуглеродное датирование; *13* – календарный возраст и лабораторный номер.

склоновых лёссовидных отложений Студеный ключ 2 и падь Тихонова характерно формирование в среднем – позднем голоцене почв в течение последних ~7.6 тыс. л. н.

На рисунке приведена информация о литологическом составе и возрасте шести изученных разрезов лёссовидных отложений в бассейне р. Куйтунка. Все разрезы лёссовидных отложений эрозионных форм, конусов выноса и подгорных шлейфов характеризуются как общими особенностями, так и значительными различиями в строении, возрасте, продолжительности этапов осадконакопления и почвообразования, обусловленными локальными и местными природными условиями. Отличительные особенности лёссовидных отложений в бассейне р. Куйтунка – слоистость, чередование осадков и гумусовых горизонтов почв, различия в гранулометрическом составе, включения прослоев и линз разнозернистых песков с дресвой и щебнем, наличие криогенных деформаций в позднеплейстоценовых, реже в раннеголоценовых осадках [11, 12]. В целом в отложениях позднеледиковья и голоцена наблюдаются следующие варианты строения: одна голоценовая почва на позднеплейстоценовых лёссовидных супесях и суглинках, чередование голоценовых гумусовых горизонтов, разделенных лёссовидными отложениями, последовательность из доголоценовых и голоценовых почв и лёссовидных отложений.

Анализ данных по разрезам позволил выделить ряд этапов осадконакопления, характерных для исследуемой территории в финале позднего плейстоцена и голоцене.

1. В бассейне р. Куйтунка позднеледниковые и голоценовые лёссовидные отложения представлены пылеватыми супесями, легкими суглинками с прослоями песков с дресвой. При снижении темпов аккумуляции происходит облёссование отложений и формирование гумусовых горизонтов почв различной мощности и возраста.

2. Выявляется четыре крупных этапа аккумуляции лёссовидных отложений и формирования почв: позднеледниковый интерстадиальный (14.5–12.9 тыс. л. н.), позднеледниковый стадиальный (12.9–11.7 тыс. л. н.), раннеголоценовый (11.7–8.8 тыс. л. н.), средне-позднеголоценовый (<8.8 тыс. л. н.). В течение каждого этапа аккумуляция лёссовидных отложений чередовалось с фазами педогенеза различной продолжительности.

3. Временной интервал 14.5–12.9 тыс. л. н. характеризуется накоплением лёссовидных отложений, формированием почв. По генезису отложения эоловые, эолово-делювиальные, делювиально-пролювиальные. Нередко залегание слоев нарушено сингенетическими и эпигенетическими криогенными процессами. Выявляются следы солифлюкционного течения (разрез Студеный ключ 2), криогенные клинья (разрезы Надеино, Нижняя Буланка). В стадиальный позднеледниковый этап 12.9–11.7 тыс. л. н. шла аккумуляция преимущественно эоловых и эолово-делювиальных лёссовидных отложений.

4. Раннеголоценовый этап характеризовался формированием почвенно-седиментационной серии на склонах и в долинах временных водотоков. В фазы похолоданий и аридизации климата активизировались эоловые процессы. В периоды потепления и увлажнения формировались почвы, активно протекали эрозионно-аккумулятивные процессы. Средний и поздний голоцен характеризовались относительно стабильной ландшафно-климатической обстановкой, формированием мощных (до 1 м) почв возрастом 7.6–1 (0. 25) тыс. л. н.

5. В течение последнего тысячелетия вследствие природно-климатических изменений и усиления антропогенной нагрузки на ландшафты (вырубка леса, выпас скота, пожары) отмечается активизация эрозионно-аккумулятивных и эоловых процессов. В последние 250 лет в результате вырубки лесов и массовой распашки земель получили широкое распространение процессы смыва, размыва, дефляции, аккумуляции [13–15]. В ряде изученных разрезов за этот период накопилось до 1.65 м делювиальных и делювиально-пролювиальных отложений.

6. Новые материалы о строении, составе, возрасте лёссовидных отложений, содержании в них спор и пыльцы дополняют полученные ранее данные, дают возможность уточнить время и продолжительность этапов и фаз осадконакопления и почвообразования, провести сопоставление, реконструировать природно-климатические условия позднеледниковья и голоцена.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ, проект № 22–17–0026.

1. Астахов В.И., Пестова Л.Е., Шкатова В.К. Лёссоиды Российской Федерации: распространение и возраст // Региональная геология и металлогения. 2021. № 87. С. 42–60. DOI:10.52349/0869-7892_2021_87_42-60.

2. Лёссовые породы СССР. Том 1: Инженерно-геологические особенности и проблемы рационального использования / Ред. Е.М. Сергеев, А.К. Ларионов, Н.Н. Комиссарова. М.: Недра, 1986. 232 с.

3. Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 336 с.

4. Лёссовый покров Земли и его свойства / Ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во Московского университета, 2001. 464 с.

5. Базаров Д.Б., Резанов И.Н., Наумов А.В. О лёссах и лёссовидных отложениях Селенгинского среднегорья и Юго-Восточного Прибайкалья // Геология, магнетизм и полезные ископаемые Забайкалья: Труды Геологического института БурФ СО РАН. Улан-Удэ, 1974. Вып. 5 (13). С. 115–126.

6. Базаров Д.-Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во, 1968. 156 с.

7. Олюнин В.Н. Происхождение рельефа возрожденных гор. М.: Наука, 1978. 268 с.

8. Рященко Т.Г., Акулова В.В., Ухова Н.Н., Штельмах С.И., Гринь Н.Н. Лёссовые грунты Монголо-Сибирского региона. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. 241 с.

9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000 (издание второе). Селенгинская серия. M 48-VI (Улан-Удэ) / Ред. В.П. Арсентьев. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2001.

10. Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa M. Pollen Analysis and Pollen Diagrams // Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. Chichester: John Wiley & Sons Ltd., 1986. P. 455–484.

11. Голубцов В.А., Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В. Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднегорье в позднеледниковье и голоцене. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2017. 139 с.

12. Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В., Голубцов В.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Рященко Т.Г. Развитие эрозионно-аккумулятивных процессов в малых водосборных бассейнах Западного Забайкалья в позднеледниковье и голоцене // Геоморфология. 2015. № 3. С. 81–91. DOI:10.15356/0435-4281-2015-3-81-91.

13. Реймхе В.В. Эрозионные процессы в лесостепных ландшафтах Забайкалья (на примере бассейна р. Куйтунки). Новосибирск: Наука, 1986. 121 с.

14. Рыжов Ю.В. Формирование оврагов на юге Восточной Сибири. Новосибирск: ГЕО, 2015. 178 с.

15. Тармаев В.А., Корсунов В.М., Куликов А.И. Линейная эрозия в Байкальском регионе. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2004. 163 с.

О РЕЗУЛЬТАТАХ МНОГОЛЕТНИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОВРАЖНОЙ ЭРОЗИИ НА ЮГЕ ВЯТСКО-КАМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

И.И. Рысин, И.И. Григорьев, М.А. Пермяков

Удмуртский государственный университет, г. Ижевск, Россия, rysin.iwan@yandex.ru

Аннотация. Впервые представлены результаты многолетних (1978–2022 гг.) исследований овражной эрозии на территории Удмуртии. Приводятся количественные показатели скорости роста вершин оврагов за разные периоды и их сопоставление по типам и составу размываемых пород. Анализируется динамика глубины и ширины оврага при вершине за многолетний период, и приводятся данные корреляционного анализа их влияния на скорость роста оврагов за период 1998–2022 гг. Установлено, что между средней глубиной при вершине и средней скоростью линейного прироста оврагов существует достаточно надежная корреляционная связь. При анализе зависимости среднегодовых скоростей роста всех оврагов от средней ширины их вершины обнаружилась слабая положительная связь.

Ключевые слова: овражная эрозия; типы оврагов; мониторинг; корреляционный анализ

ON THE RESULTS OF LONG-TERM STUDIES OF GULLY EROSION IN THE SOUTH OF THE VYATKA-KAMA INTERFLUVE

I.I. Rysin, I.I. Grigoriev, M.A. Permyakov

Udmurt State University, Izhevsk, Russia

Abstract. The results of long-term (1978–2022) studies of ravine erosion on the territory of Udmurtia are presented for the first time. Quantitative indicators of the growth rates of gully headcuts for different periods and their comparison by types and composition of eroded rocks are given. The dynamics of the depth and width of the gully at the top over a long period is analyzed and the data of the correlation analysis

of their influence on the growth rate of gullies for the period 1998–2022 are presented. It is established that there is a fairly reliable correlation between the average depth at the headcuts and the average rate of linear growth of gullies. When analyzing the dependence of the average annual growth rates of all ravines on the average width of their tops, a weak positive relationship was found.

Keywords: gully erosion; types of gullies; monitoring; correlation analysis

Здесь впервые представлены результаты длительных (1978–2022 гг.) полевых наблюдений за линейным ростом оврагов в пределах юга Вятско-Камского междуречья на территории Удмуртской Республики (УР). Выбор ключевых участков для изучения темпов отступания вершин активно растущих оврагов осуществлялся на основе детального анализа аэрофотоснимков 1957–1959 гг. Если в первые годы наблюдений количество исследуемых оврагов составляло 120, то в дальнейшем вновь появившиеся на участках наблюдений овраги также были включены в сеть наблюдений. На 2022 г. в систему мониторинга на землях сельскохозяйственного назначения входят 168 вершин оврагов, которые располагаются на 28 ключевых участках в различных ландшафтных условиях юга Вятско-Камского междуречья.

Определение темпов линейного прироста оврагов производится путем измерения расстояния от вершины оврага до предварительно установленного репера. Точность измерений составляет ±0.01 м. На большинстве участков (117 вершин оврагов) наблюдения проводятся один раз в год (летом), а на девяти ключевых участках (42 оврага) измерения осуществляются дважды: в мае, после снеготаяния, и в октябре или начале ноября, после окончания сезона летне-осенних ливней [1].

Все овраги, входящие в сеть мониторинга, разделяются традиционно на две группы: первичные и вторичные. Первичные овраги авторами разделены на три типа: приводораздельные, к которым отнесены все овраги, развивающиеся на склонах междуречных пространств, а также прибалочные и придолинные (береговые), которые различаются по месту своего развития на бортах балок и речных долин (террас) соответственно. К вторичным отнесены донные (в средней и нижней части днищ древних эрозионных форм), вершинные (в верховьях древних эрозионных форм) и пойменные овраги [1].

Обобщенный график среднегодовых темпов линейного прироста агрогенных оврагов получен на основе использования данных по всем оврагам, включенным в систему мониторинга. За весь период наблюдений (1978–2022 гг.) на фоне общего нисходящего тренда отчетливо выделяются четыре пика с максимальными значениями, которые относятся к первому этапу наблюдений – 1978–1997 годы: 1979 г. (2.8 м/год), 1990 и 1991 гг. (1.9 и 2.3 м/год) и в 1994 г. (1.8 м/год). Усиление темпов отступания вершин оврагов в эти годы было обусловлено интенсивностью половодного стока и значительной долей пашни на их водосборах [1]. После 1996 г. среднегодовые темпы отступания вершин оврагов резко уменьшились и только в 1997, 1998 и 2001 гг. превышали значение 0.5 м/год, достигнув минимума в 2008 г. При этом более активным ростом характеризуются вторичные овраги (рис. 1).

Анализ представленных на графике данных свидетельствует о большом диапазоне средних скоростей линейного роста отдельных групп оврагов за последние четыре с лишним десятилетия. Наибольшие различия наблюдаются среди первичных оврагов, что неудивительно, так как каждый из оврагов данного типа может находиться на разных этапах своего формирования. Среднемноголетние темпы линейного роста по всем первичным оврагам за анализируемый период оказались невысокими – 0.59 м/год, чуть выше эти показатели у вторичных оврагов – 0.74 м/год (таблица). Сокращение темпов прироста первичных оврагов по типам отличаются незначительно – от 5.5 до 6.0 раз, а у вторичных оврагов различия более существенные – от 2.6 раза у донных, до 21 раза – у пойменного оврага (таблица).

Среди первичных наиболее интенсивно развиваются приводораздельные (склоновые) овраги, их средняя многолетняя скорость за рассматриваемый период составляет 0.82 м. Максимальная скорость отмечена в 1985 г. у с. Мушак Киясовского района и составила 80.30 м, второй максимум

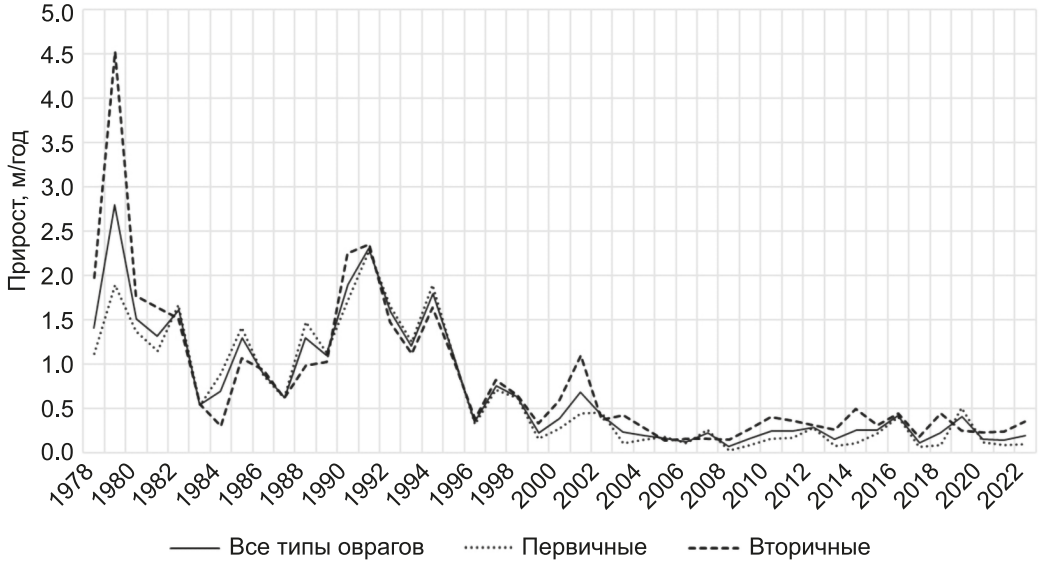


Рис. 1. Динамика среднегодовых скоростей прироста первичных, вторичных и всех типов оврагов на юге Вятско-Камского междуречья за 1978–2022 гг.

Средние многолетние скорости роста различных типов оврагов УР (м/год)

Типы оврагов*	Количество, единиц	1978–1997 гг.	1998–2022 гг.	Сокращение темпов, количество раз	1978–2022 гг.
Первичные овраги					
ПБ	16	1.04	0.19	5.47	0.54
ПВ	52	1.56	0.26	6.00	0.82
ПД	31	0.77	0.13	5.92	0.40
Вторичные овраги					
В	43	1.28	0.25	5.12	0.65
Д	25	1.38	0.53	2.60	0.90
П	1	1.69	0.08	21.13	0.68

Примечание. * – типы оврагов: ПБ – прибалочные, ПВ – приводораздельные, ПД – придолинные, В – вершинные, Д – донные, П – пойменный.

был зарегистрирован в 2001 г. (21.80 м) у оврага, растущего в пределах села Крымская Слудка на левобережье р. Вятка. Средние многолетние скорости прибалочных (0.54 м) и придолинных (0.40 м) оврагов намного меньше (таблица). Существенно ниже у данных типов и максимальные скорости: у придолинных 18.80 м (2002 г.), а у прибалочных – 5.10 м (1999 г.).

Вторичные овраги развиваются более активно, чем первичные. Если средние многолетние скорости у донных оврагов выше, чем у вершинных и пойменных, то по максимальным скоростям наиболее высокие показатели у вершинного оврага (84.58 м) были зарегистрированы в 1979 г. на ключевом участке у с. Варзи-Ятчи Алнашского района. Второй максимум был отмечен в 2001 г. у оврага близ д. Фертики Воткинского района и составил 18.10 м. Для донных оврагов максимум (13.80 м) был отмечен в 2001 г. у д. Курегово Малопургинского района. Для пойменного оврага максимальная величина годового прироста зафиксирована в 1991 г. и составила 2.64 м. Следует учесть, что с 2008 г. авторы ведут наблюдения над новым пойменным оврагом, возникшим на высокой левобережной пойме р. Варзинка у д. Юмьяшур Алнашского района. Овраг развивается вследствие частых прорывов земляной дамбы в устье балки, созданной для накопления талых вод для водопоя скота летом. Так, в первый год прорыва земляной запруды в 2007 г. он вырос на 53 м. Второй максимум

прироста был зарегистрирован на следующий 2008 г. (38 м), что было связано с повторным прорывом дамбы [2].

Наряду с типом оврагов существенное влияние на активность годового прироста оврагов оказывает литологический фактор. В зависимости от противоэрозионной устойчивости размываемых пород скорости годового прироста оврагов могут различаться в разы. Наибольшие многолетние темпы роста отмечаются у вторичных оврагов, размывающих современные балочные отложения, представленные переслаивающимися суглинками и суглинисто-супесчаными (реже глинистыми) отложениями (1.12 м/год). Высокие многолетние темпы роста наблюдаются у первичных оврагов в лёссовидных делювиально-солифлюкционных суглинках, отложившихся в перигляциальных условиях плейстоцена (0.92 м/год). Относительно низкие темпы роста оврагов, размывающих перигляциальный аллювий на левобережье р. Вятка у с. Крымская Слудка (0.44 м/год), вследствие того, что большая их часть находится на последних стадиях развития. Медленнее всего растут овраги, размывающие коренные пермские глины (0.35 м/год).

Литолого-геоморфологическое строение территории, глубина местных базисов эрозии, морфометрические характеристики склонов и их экспозиция, а также размеры водосборной площади, ширина и глубина оврага при вершине являются одними из наиболее важных условий, влияющих на процессы овражной эрозии. Данные анализа роли последних в развитии оврагов за временной интервал 1998–2020 гг. рассмотрены в работе [3]. Здесь же впервые представлены количественные показатели динамики глубины и ширины оврага при вершине за 1978–2022 гг.

Высота вершинного уступа оврагов за 1978–2022 гг. изменялась в широких пределах: от околонулевых значений до 3.3 м. Максимальная высота вершинного уступа (глубина оврага при вершине) была зарегистрирована в 2022 г. у вершинного оврага, размывающего делювиально-солифлюкционные суглинки, подстилаемые коренными верхнепермскими глинами на ключевом участке «Вятское» Каракулинского района (правобережье р. Кама). Второй максимум был отмечен в 1979 г. (3.1 м) у приводораздельного (склонового) оврага, размывающего также делювиально-солифлюкционные суглинки на ключевом участке «Старые Быги» Шарканского района. Ширина оврага на расстоянии 3 м от вершины за рассматриваемый период изменялась в больших пределах: от долей метра до 10.5–14.0 м. Максимальная ширина в вершинной части (14 м) была отмечена в вершинном овраге на ключевом участке у с. Кулюшево Каракулинского района. Второй максимум был зарегистрирован в 1992 г. на уже упоминавшемся овраге в окрестностях д. Старые Быги Шарканского района и составил 13.2 м.

В данной работе из анализа был исключен единственный овраг пойменного типа, который образовался на пойме малой реки Билибка (правый приток р. Шаркан, впадающей слева в р. Вотка) на ключевом участке у д. Пужьегурт Шарканского района. В 2012 г. овраг прекратил свой рост и начал зарастать вследствие разных причин.

Средние многолетние значения глубины вершин вторичных оврагов (0.91 м) незначительно превышают соответствующие показатели первичных (0.81 м), что хорошо видно на графике (рис. 2, *а*). Как для первичных, так и для вторичных оврагов с 1991 г. отмечается нисходящий тренд. Средние многолетние значения ширины вторичных оврагов (3.36 м) также немного превышают таковые первичных оврагов (2.78 м). Для вторичных оврагов до 2002 г. отмечается нисходящий тренд, затем он сменяется малозаметным положительным, а с 2014 г. отчетливо прослеживается восходящий тренд. Для первичных же оврагов явно заметный восходящий тренд отмечается лишь с 2015 г. Для этих оврагов хорошо выражен продолжительный период с 2000 по 2015 г., когда рассматриваемые показатели мало изменялись и варьировались около средних значений (рис. 2, *б*).

Анализ данных за период 1998–2020 гг. показал, что между средней глубиной и средней скоростью линейного прироста всех типов оврагов существует достаточно надежная корреляционная связь (r=0.570). При этом корреляционный анализ показал, что наибольшая связь с анализируемым показателем характерна для линейного прироста донных оврагов (r=0.752). На втором месте по тесноте связи между анализируемыми показателями оказались вершинные овраги (r=0.688). Достаточно тесная связь с глубиной вершины была обнаружена также у придолинных оврагов (r=0.674).

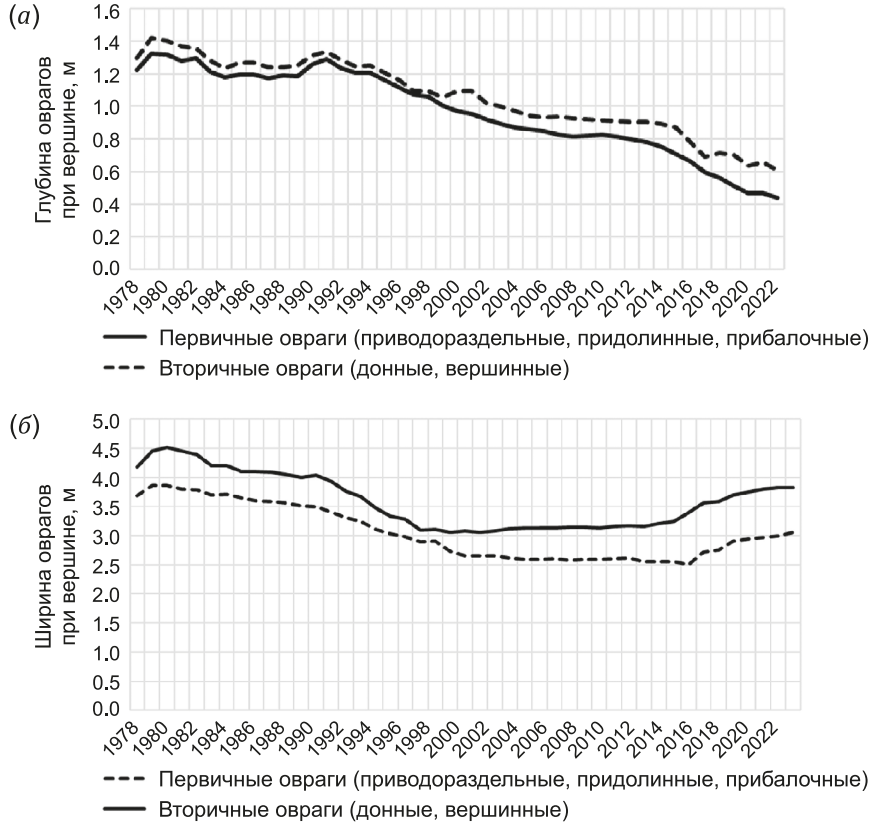


Рис. 2. График изменения глубины оврага при вершине (*а*) и его ширины (*б*) для первичных и вторичных оврагов за период 1978–2022 гг. на территории УР.

Слабая умеренная связь с глубиной вершины была установлена для приводораздельных оврагов (r=0.485). Не обнаружена связь с глубиной вершины лишь у прибалочных оврагов (r=0.003). Отсутствие связи можно объяснить малой величиной вариации глубин оврагов, не превышающих 1.4 м, и относительно низкими при этом скоростями их роста [3].

При анализе среднегодовых скоростей роста всех оврагов от средней ширины их вершины обнаружилась умеренная положительная связь (r=0.389). При этом достоверная положительная значимая связь обнаружилась только для вершинных оврагов (r=0.582). Возможно, именно вершинные овраги, достигая пределов своего роста при приближении к водоразделам и имея при этом значительные величины вершинных уступов, замедляют линейный прирост и начинают расширяться в вершинной части за счет экзогенных процессов на их отвесных бортах. За счет именно расширения вершинной части приводораздельные овраги увеличивают площадь своего водосбора и тем самым ускоряют свой рост. В данном случае связь прироста приводораздельных оврагов от их ширины при вершине оказалась недостаточно высокой (r=0.485), что можно объяснить общим снижением скорости прироста этих оврагов в последние годы при возрастании их ширины при вершине. Установлена положительная, но слабая связь прироста донных оврагов от ширины их вершинной части (r=0.335), поскольку донные овраги чаще растут одной вытянутой языковидной вершиной. Но общая тенденция возрастания ширины оврагов в последние годы характерна и для донных оврагов (рис. 2, *б*). Не выявлена достоверная связь с рассматриваемыми показателями у придолинных оврагов (r=0.298). Возможно, это объясняется тем, что большинство придолинных оврагов в настоящее время находятся на последних стадиях развития и их рост обеспечивается преимущественно за счет значительной крутизны склонов долин и, как было установлено выше, вследствие глубины их вершинных уступов. Как и в случае с глубиной вершины, не обнаружена связь прироста прибалочных оврагов и от их ширины в вершинной части. Причина отсутствия зависимости рассматриваемых показателей объясняется затуханием их активности за рассматриваемый период и отсутствием

глубоких водобойных колодцев при их вершинах, что не обеспечивает их расширение за счет обрушения бровок в результате регрессивной эрозии.

Следует добавить, что с начала 2000-х гг. авторами ведутся инструментальные наблюдения за линейным, площадным и объемным приростом шести различных типов оврагов [2].

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00194 (https://rscf.ru/project/23-27-00194/).

1. Рысин И.И. Овражная эрозия в Удмуртии. Ижевск: Изд-во Удмуртского университета, 1998. 274 с.

2. Григорьев И.И., Рысин И.И. Многолетняя динамика линейного, площадного и объемного прироста оврагов на территории Удмуртии // Геоморфология. 2022. Т. 53. № 4. С. 56–73. DOI:10.31857/S0435428122040058.

3. Рысин И.И., Зайцева М.И., Сунцов Д.А. Влияние ширины и глубины вершинного уступа оврагов на скорость их роста на территории Удмуртии // Вестник Удмуртского университета. Серия Биология. Науки о Земле. 2021. Т. 31. Вып. 1. С. 76–87. DOI:10.35634/2512-9518-2021-31-1-76-87.

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПОВЕРХНОСТНЫХ ПРОБ НА РАЗНЫХ ВЫСОТАХ ГИМАЛАЕВ

Т.В. Сапелко

Институт озероведения РАН, СПб ФИЦ РАН, г. Санкт-Петербург, Россия, tsapelko@mail.ru

Аннотация. Палинологические данные поверхностных проб донных отложений озер на разных высотных отметках Гималаев показали высокий уровень влияния антропогенной нагрузки практически на все изученные озера. В озерах Западных Гималаев выявлены наиболее существенные изменения. Во многих случаях палинологический анализ показал несоответствие палиноспектров растительным поясам, в которых расположены озера, что свидетельствует в основном об антропогенном характере современного растительного покрова. Анализ состава непыльцевых палиноморф подтвердил сделанные выводы. Экспресс-методика изучения поверхностных проб озерных отложений для предварительной оценки экологического состояния озер горной системы Гималаев позволит в дальнейшем применять эту методику для озер других регионов.

Ключевые слова: горное озеро; пыльца; поверхностная проба; антропогенное воздействие

NEW RESULTS OF SURFACE POLLEN SAMPLES AT THE HIMALAYAS DIFFERENT LEVEL

T.V. Sapelko

Institute of Limnology, St. Petersburg Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences, Saint Petersburg, Russia

Abstract. Pollen data of lakes surface sediments samples at different heights of Himalayas the showed a high level of human impact on almost all the studied lakes. The most significant changes were revealed in the Western Himalayas lakes. In many cases pollen analysis showed that the pollen spectra didn't correspond

to the vegetation belt in which the lakes are located which indicates mainly the human impact to the modern vegetation cover. Non-pollen palynomorphs analysis confirmed the pollen results conclusions. An express method for the Himalayas lake sediments surface samples studying for a preliminary assessment of the ecological lakes state will help it possible to apply this method too other regions lakes in the future.

Keywords: mountain lake; pollen; surface sample; human impact

Изучение поверхностных проб верхнего неконсолидированного слоя донных отложений озер с помощью палинологического метода позволяет получать данные о современном состоянии озера, о развитии ландшафтов на озерных водосборах. Кроме озерных поверхностных проб отбирают и почвенные поверхностные пробы, по которым можно определить вертикальную поясность растительности горных областей. Экспресс-метод оценки современного состояния озер с помощью спорово-пыльцевого анализа поверхностных проб донных отложений позволяет получать быструю информацию при невозможности длительных работ на озерах [1].

В рамках экспедиций Центра гималайских научных исследований Санкт-Петербургского союза ученых в 2017–2018 гг. [2] проводились исследования озер Западных (Химачал-Прадеш, Индия), Центральных Гималаев (долины Катманду и Покхара в Непале) и юго-западной части Тибета (Кейронг – Кайлас) с отбором поверхностных проб для палинологического анализа (рис. 1). Помимо озер, спорово-пыльцевые спектры изучались в почвенных пробах с разных высотных отметок и из различных ландшафтов для установления изменений растительных сообществ в контексте высотной поясности. Дальнейшие аналитические работы отобранного материала по озерным пробам проводились в рамках темы ИНОЗ РАН. Вместе с изучением пыльцы и спор для реконструкции озерных экосистем определялись непыльцевые палиноморфы, такие как водоросли, фитолиты, споры грибов, микрофауна и т.д.

В последние годы появились публикации с результатами изучения поверхностных проб и пыльцевого дождя на Тибетском плато [3–5]. В основном подобные исследования современного распространения пыльцы проводятся с целью построения передаточных функций для реконструкции изменения количественных показателей климата в голоцене [6]. Однако наши исследования показали, что, помимо накопления материала для баз данных и уточнения имеющихся реконструкций, палинологические исследования поверхностных проб донных отложений озер могут дать предварительную оценку современного состояния озер.

На высотах от 336 до 4257 м над уровнем моря **в Западных Гималаях** было отобрано 29 озерных и почвенных поверхностных проб (рис. 1), в том числе пробы из двух крупных водохранилищ. Почти все пробы показали высокое антропогенное воздействие, которое особенно отразилось на озерах. Озера относительно ненарушенных ландшафтов изучались в природном парке недалеко от г. Ревалсар. Четыре небольших мелководных озера расположены на высотах 1504–1700 м над уровнем моря с pH от 6.2 до 7.5. Спорово-пыльцевой анализ с определением непыльцевых палиноморф показал относительно хорошее экологическое состояние всех четырех озер, особенно по сравнению с озером, расположенным поблизости, в центре г. Ревалсар, разница в их палиноспектрах очень значительная. Спектры различаются как по составу пыльцы, так и по составу непыльцевых палиноморф, например спор грибов. По данным спорово-пыльцевого анализа четырех озер природного парка соотношение пыльцы древесных и травянистых пород примерно одинаково. Среди древесных преобладает пыльца сосны, определены также ее устьица. Пыльца злаков доминирует среди трав. Рудеральная растительность представлена в основном травами семейств Polygonaceae и Cichariaceae. Споры представлены в основном папоротниками. Непыльцевые палиноморфы представлены главным образом спорами грибов, разнообразие которых велико, постоянно встречаются споры *Glomus*. Отмечается большое содержание микрочастиц углей. Таким образом, палиноспектры четырех озер на территории природного парка отражают наиболее ненарушенные природные обстановки из всех изученных озер Западных Гималаев. О чистоте воды в озерах свидетельствует состав водной растительности, например *Nymphea*. Тем не менее 61 % непыльцевых палиноморф

представлены в основном спорами грибов, которые являются показателями эрозии почв, активного скотоводства и т.д. Высокое содержание микрочастиц углей также является свидетельством хозяйственной деятельности человека. На основании цифровой модели рельефа и анализа поверхностных проб была получена характеристика современной растительности Западных Гималаев в зависимости от высотных отметок. Отмечены высокие проценты распространения антропогенных ландшафтов (пашни, пустоши, урбанизированные области) по мере снижения высоты.

В Центральных Гималаях на территории Непала отобрано десять проб, включая почвенные. Исследования проводились в долине Покхара (рис. 1) на озерах Фева (742 м над уровнем моря), Бегнас (650 м над уровнем моря) и Рупа (600 м над уровнем моря). Поверхностные пробы донных отложений, отобранные из оз. Рупа, с максимальной глубиной не более 6 м, показали минимальные антропогенные изменения растительного покрова на водосборе среди изученных озер. Самые значительные изменения установлены для оз. Бегнас. Спорово-пыльцевой анализ показал высокое содержание и разнообразие пыльцы травянистых пород. Преобладает пыльца Cyperaceae, Poaceae, Asteraceae. Среди древесных пород доминирует пыльца сосны. Папоротники преобладают среди спор. Очень значительно содержание микрочастиц углей. Отмечается большое разнообразие и содержание спор грибов. Процентное содержание спор *Glomus* невелико. Отмечается незначительное количество остатков микрофауны, диатомовых водорослей и фитолитов.

На территории юго-западной части Тибетского нагорья изучено 19 озерных, болотных, аллювиальных и почвенных поверхностных проб. Изучались донные отложения озер Манасаровар (4590 м над уровнем моря), Ракшастал (4575 м), Гунг-Гью-Цо (4768 м), Пелку-Цо (4618 м), Ко Цо Лунг (4670 м) и других небольших озер. Палинологические данные получены для различного типа озер. Спорово-пыльцевой анализ поверхностных проб оз. Ракшастал показал преобладание пыльцы травянистых пород, среди которых основная роль принадлежит Cyperaceae и *Artemisia* (рис. 2). На восточном берегу озера помимо поверхностной пробы, которая охватывает последние 5–10 лет (pp13), изучены также два образца, отобранные последовательно из глинистых отложений, связанных с более глубоководными древними озерными отложениями голоцена. Нижний слой глинистых отложений (pp14a) наиболее богат пыльцой и разнообразными непыльцевыми палиноморфами (микрочастицы углей, остатки микрофауны, споры грибов, фитолиты, а также большое количество диатомовых водорослей). Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца *Pinus*, определена пыльца *Quercus*. Травянистая растительность разнообразна, преобладают полыни, осоковые, злаки и маревые. Отмечены рудеральные виды трав. Широко представлена водная растительность.

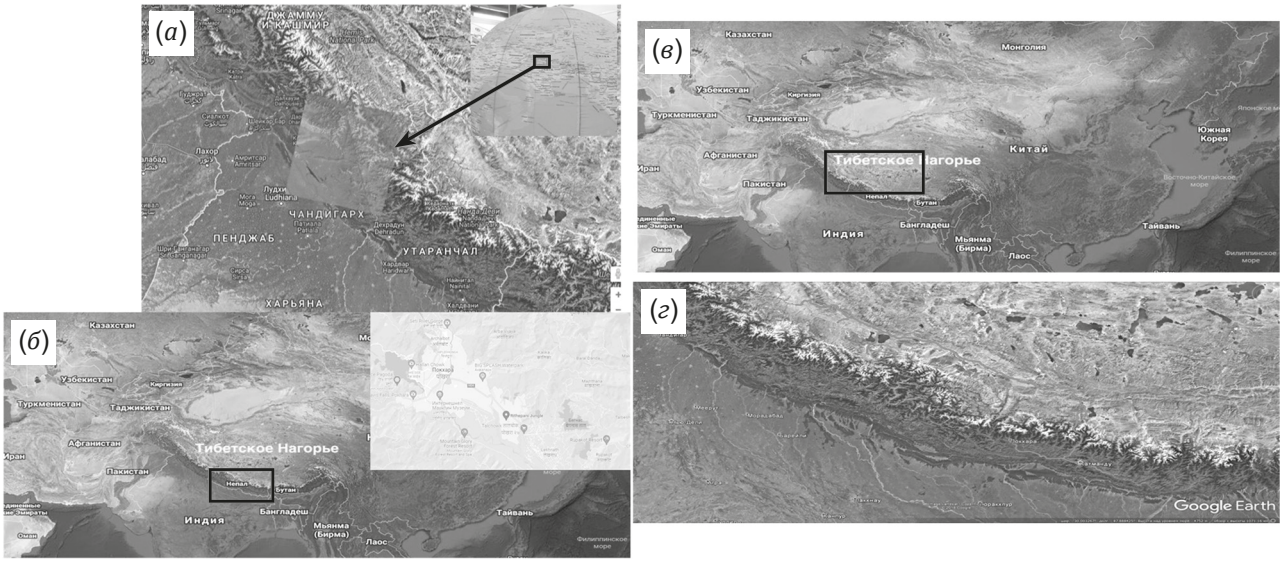
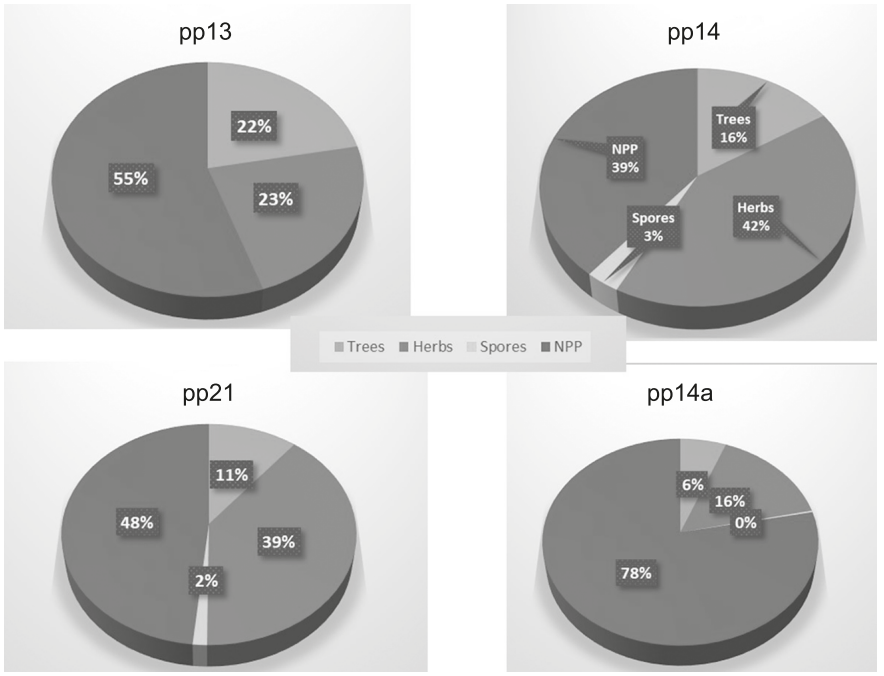


Рис. 1. Районы исследований: (*а*) – Западные Гималаи (Индия); (*б*) – Центральные Гималаи (Непал): (*в*, *г*) – юго-западная часть Тибетского нагорья.



Номер образца	Координаты отбора	Точка отбора на карте	Литология
pp13	30°676194 N; 81°308025 E	1	Песок
pp14		1	Глина
pp14a		1	Глина
pp21	30°602723 N; 81°309021 E	2	Песок

Пыльца

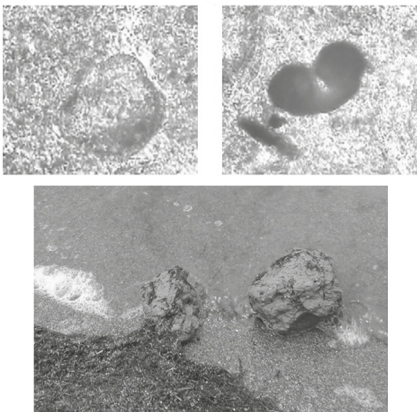


Рис. 2. Соотношение содержания пыльцы древесных, травянистых пород, спор и других непыльцевых палиноморф (NPP) в поверхностном слое донных отложений оз. Рашкастал (Тибет).

Определен папоротник-мезофит *Cryptogramma crispa*. Среди диатомовых водорослей также отмечено видовое разнообразие. Все водоросли пресноводные, их видовой состав указывает на высокотрофный статус озера. Климат в этот период был более влажным, чем сейчас, а трофический статус оз. Ракшастал значительно выше.

В верхнем горизонте глинистых отложений (pp14) в составе древесных пород также преобладает пыльца *Pinus*, появляется *Tsuga*, практически исчезает пыльца термофильных видов. Значительно увеличивается распространение перигляциальных травянистых сообществ. По-прежнему встречаются рудеральные травы. Сокращается содержание водной растительности, а также резко уменьшается содержание диатомовых водорослей. Озеро в это время стало мезотрофным. Климат становится более прохладным и сухим.

Субрецентные пробы из верхнего слоя озерных отложений (pp13) отражают современную растительность альпийских степей. Отмечена пыльца древесных пород *Betula, Pinus, Tsuga* и др. В южной части озера (pp21) обнаружена пыльца термофильных видов. Среди трав преобладают *Artemisia,* Cyperaceae, Poaceae и Apiaceae. Встречаются остатки микрофауны (рис. 2). О местах выпаса травоядных животных на водосборе озера свидетельствуют находки копрофильных грибов *Sordaria*, растущих на навозе [7]. Уменьшается содержание диатомовых водорослей, их состав становится беднее, присутствуют только пресноводные виды.

Полученные результаты говорят об изменении экосистемы оз. Ракшастал и смене растительности в озере и на его водосборе. Климат со времени формирования глин стал теплее. Озеро все это время оставалось пресноводным, но при этом менялся его трофический статус. Отмечены косвенные признаки присутствия людей на водосборе озера. На берегу озера найдена кость яка, которая была датирована с помощью радиоуглеродного анализа [8], выполненного в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН (г. Москва). Анализ показал возраст в 1445±20 ^{14}C лет назад или 1333 калиброванных лет назад. Таким образом, можно говорить о динамике природных обстановок по крайней мере в течение последних двух тысячелетий.

Полученные результаты современного состояния озерных экосистем Гималаев позволили сравнить данные на значительной площади труднодоступных горных систем, на разных высотных

отметках, в различных ландшафтах и растительных поясах (субтропические широколиственные, смешанные хвойно-листопадные леса, альпийские луга, горные пустыни и т.д.). В настоящее время получены лишь предварительные результаты, однако уже на этом этапе полученные данные позволяют сделать некоторые выводы. Сравнивая результаты изучения поверхностных проб по всем изученным озерам, можно говорить о высокой антропогенной нагрузке в регионе. При этом наиболее серьезные изменения отмечены в озерах Западных Гималаев на территории Индии. Озерные экосистемы очень чувствительны к изменениям ландшафтов на их водосборах, особенно к изменению растительности. Палинологический анализ во многих случаях показал несоответствие палиноспектров растительным поясам, в которых расположены озера, что свидетельствует в основном об антропогенном характере современного растительного покрова. Наиболее высокий уровень антропогенного воздействия отмечен для озер, расположенных на более низких высотах.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИНОЗ РАН – СПб ФИЦ РАН по теме № FMNG-2019-0004.

1. Сапелко Т.В. Палинология озер Гималаев и Тибета // Российские исследования Гималаев и Тибета – 2021: природа и культура: Материалы конференции (23–24 ноября, 2021 г., Санкт-Петербург) / Ред. Л.Я. Боркин. СПб.: Европейский Дом, 2021. С. 48–50.

2. Боркин Л.Я., Андреев А.В., Ганнибал Б.К., Литвинчук С.Н., Мельников Д.А., Сапелко Т.В., Скоринов Д.В. Биогеографические экспедиции Санкт-Петербургского союза ученых в Гималаи и Тибет: некоторые итоги // Актуальные вопросы биогеографии: Материалы международной конференции (9–12 октября, 2018 г., Санкт-Петербург). СПб.: СПбГУ, 2018. С. 56–58.

3. Li Q. Distribution and vegetation representation of pollen assemblages from surface sediments of Nam Co, a large alpine lake in the central Tibetan Plateau // Vegetation History and Archaeobotany. 2019. Vol. 28. Iss. 4. P. 365–377. DOI:10.1007/s00334-018-0699-2.

4. Shen C., Liu K., Tang L., Overpeck J.T. Modern pollen rain in the Tibetan Plateau // Frontiers in Earth Sciences. 2021. Vol. 9. 732441. DOI:10.3389/feart.2021.732441.

5. Herzschuh U., Birks H.J.B., Mischke S., Zhang C., Böhner J. A modern pollen-climate calibration set based on lake sediments from the Tibetan Plateau and its application to a Late Quaternary pollen record from the Qilian Mountains // Journal of Biogeography. 2010. Vol. 37. Iss. 4. P. 752–766. DOI:10.1111/j.1365-2699.2009.02245.x.

6. Lu H., Wu N., Liu K, Zhu L., Yang X., Yao T., Wang L., Li Q.et al. Modern pollen distributions in Qinghai-Tibetan Plateau and the development of transfer functions for reconstructing Holocene environmental changes // Quaternary Science Reviews. 2011. Vol. 30. Iss. 7–8. P. 947–966. DOI:10.1016/j.quascirev.2011.01.008.

7. Van Geel B., Aptroot A. Fossil ascomycetes in Quaternary deposits // Nova Hedwigia. 2006. Vol. 82. Iss. 3–4. P. 313–329. DOI:10.1127/0029-5035/2006/0082-0313.

8. Боркин Л.Я., Барышников Г.Ф., Литвинчук С.Н., Сапелко Т.В. Позднеголоценовые млекопитающие и реконструкция изменений природной среды озера Ракшастал (Ланга-Цо) и его окрестностей, провинция Нгари, Юго-Западный Тибет // Российские исследования Гималаев и Тибета – 2021: природа и культура: Материалы конференции (23–24 ноября, 2021 г., Санкт-Петербург) / Ред. Л.Я. Боркин. СПб.: Европейский Дом, 2021. С. 71–74.

ОСОБЕННОСТИ ОЗЕРНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА КУРГАЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА

Т.В. Сапелко[1], А.Е. Лапенков[1], Т.Ю. Газизова[1], Д.Д. Кузнецов[1], В.В. Гузиватый[1], Д.В. Герасимов[2]

[1] Институт озероведения РАН, СПБ ФИЦ РАН, г. Санкт-Петербург, Россия, tsapelko@mail.ru
[2] Музей антропологии и этнографии им. Петра Великого (Кунсткамера) РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

Аннотация. Анализ рельефа и имеющихся материалов по озерным отложениям голоценового периода и установленным свидетельствам анциловой и литориновой трансгрессии показал зависимость озерного осадконакопления в южной части Финского залива от изменения уровня Балтики. Новые палеолимнологические исследования на Кургальском полуострове позволили получить предварительные результаты, связывающие осадконакопление в этих озерах с изменениями уровня Балтики в голоцене, а возможно и в позднем плейстоцене.

Ключевые слова: палеолимнология; озеро; изменение уровня моря; Балтика; поздний плейстоцен; голоцен

PECULIARITIES OF THE KURGALSKY PENINSULA LACUSTRINE SEDIMENTATION IN THE SOUTHERN PART THE GULF OF FINLAND

T.V. Sapelko[1], A.E. Lapenkov[1], T.Yu. Gazizova[1], D.D. Kuznetsov[1], V.V. Guzivaty[1], D.V. Gerasimov[2]

[1] Institute of Limnology, Russian Academy of Sciences, SPC RAS, Saint Petersburg, Russia
[2] Museum of Anthropology and Ethnography Peter the Great (Kunstkamera), Russian Academy of Sciences, Saint Petersburg, Russia

Abstract. Relief analysis of the available lacustrine sediments data of the Holocene and established evidence of Ancylus and Littorina transgressions showed the dependence of lacustrine sedimentation in the southern part of the Gulf of Finland on changes in the Baltic level. Our paleolimnological studies on the Kurgalsky Peninsula have made it possible to obtain preliminary results that link sedimentation in these lakes with changes in the level of the Baltic during the Holocene and possibly in the Late Pleistocene.

Keywords: paleolimnology; lake; sea level change; Baltic; Late Pleistocene; Holocene

Побережье южной части Финского залива представляет собой классический пример терраси-рованной равнины. Кургальский полуостров расположен между Нарвским заливом и Лужской губой Финского залива. Рельеф Кургальского полуострова, благодаря особенностям дочетвертичного рельефа, характеризуется ярусным строением. В дальнейшем его преобразовали плейстоценовые оледенения. В позднеледниковое время большую часть полуострова затапливали воды Балтийского Ледникового озера, отложения которого были здесь обнаружены на высотах от 0 до 20 м над уровнем моря [1, 2]. Рельеф полуострова в основном равнинный, но в центре расположено Кургальское плато, средняя высота которого составляет около 20 м, а максимальная – 43 м над уровнем моря. В ходе литориновой трансгрессии сформирована нижняя терраса. На южном побережье Лужской губы литориновая терраса осложнена вытянутыми параллельно берегу древними береговыми валами. Береговая зона западного берега Лужской губы классифицируется как абразионная валунная (моренная). Характер берегов сохраняется и на восточном побережье Кургальского полуострова. Морские побережья Кургальского полуострова активно зарастают водной растительностью. Вдоль берега и здесь наблюдается валунно-галечная отмостка с обилием

крупных валунов [3]. Широкая полоса древних береговых валов и дюн образовалась при регрессии Литоринового моря.

Озера и лагуны в основном сформировались в периоды анциловой или литориновой трансгрессии. В связи с разной скоростью изостатического поднятия береговые образования анцилового возраста со стороны Нарвской губы расположены на высотах 25–35 м над уровнем моря, террасовые уровни Литоринового моря – около 15.5–20.5 м над уровнем моря [4]. При этом максимальные высоты литориновой террасы со стороны Лужской губы на южном побережье Финского залива, как правило, не превышают 10 м [5–7].

Геоморфологическими и палеогеографическими исследованиями южного побережья Финского залива занимались К.К. Марков, С.А. Яковлев, И.И. Краснов, О.М. Знаменская, Д.Д. Квасов, Д.Б. Малаховский и др. Исследования Кургальского полуострова начаты К.К. Марковым в 1920-е гг. [1]. В меньшей степени изучались озерные отложения с помощью комплексных исследований, включая палинологические [4, 6, 8, 9]. В рамках совместных археологических и палеолимнологических исследований продолжается изучение озерных отложений на Кудрукюльской палеокосе в Нарвско-Лужском междуречье [10]. На правом берегу р. Россонь изучается цепочка небольших мелководных озер, вдоль которых обнаружены многочисленные археологические памятники. Озера, пересыхающие в годы с жарким сухим летом, соединяются друг с другом небольшими протоками с увеличением атмосферных осадков. По палеолимнологическому исследованию одного из озер, расположенного на отметке 7.5 м над уровнем моря у археологического памятника Россонь-9, получены результаты комплексного исследования [9]. Установлен период начала литориновой трансгрессии около 8750 кал. л. н. Период регрессии Балтики на рассматриваемой территории связан с накоплением торфа и формированием небольшого мезоэвтрофного зарастающего озера. Очередное повышение уровня в озере около 7650 кал. лет назад, очевидно, связано с максимумом трансгрессии, который фиксируется по исследованиям донных отложений озер Нарвско-Лужской низменности 7800–7100 кал. л. н. [6].

На Кургальском полуострове расположены два уникальных озера, история которых до сих пор не изучена. Озеро Белое (площадь 3.2 км^2, максимальная глубина – 13.1 м; pH – 5.9–8.3) является пресноводным и олиготрофным с максимальным для территории Ленинградской области зарастанием полушником озерным и лобелией [11]. Подобные озера в настоящее время являются большой редкостью для всего северо-запада России. Озеро бессточное, без притоков, питание родниковое [12], расположено на отметке 23 м над уровнем моря.

Рядом с оз. Белым находится солоновато-водное мезотрофное оз. Липовское (площадь – 5.3 км^2, максимальная глубина – 16.9 м; pH – 6.0–8.1), которое в настоящее время расположено на уровне моря и имеет соединение в виде искусственной протоки глубиной до 1.5 м с Финским заливом. Водообмен происходит за счет сгонно-нагонных явлений. Средняя соленость озера составляет 3.8 г/л$^{-1}$ [12]. Озеро также является уникальным для прибрежной зоны Финского залива, т.к. это единственное в регионе соленое озеро.

Интерес к озерам возник давно, еще в XIX в. В связи с более востребованным в практическом отношении оз. Липовским оно оказалось более изученным. Соединение с Финским заливом озера протокой всегда привлекало людей, которые использовали его как хорошо защищенную естественную гавань для судов. Первые промеры Липовского озера были выполнены еще в середине XIX в. гидрографической партией. В 20-е гг. XX в. новые исследования озера связаны со строительством порта. Экспедицией Российского гидрологического института проведены новые промеры, на основании которых построена первая батиметрическая карта озера, а также схема распределения грунтов. Озеро Белое интересовало исследователей того периода только в связи с его близостью к оз. Липовскому. Предполагалась связь двух озер протокой. До сих пор на некоторых картах изображают эту протоку, что на самом деле не соответствует действительности. Изучение древней истории озер ранее не проводилось, а именно такие исследования могут установить происхождение и время формирования озер как самостоятельных водоемов, не связанных друг с другом.

В настоящее время начато изучение озер Липовского и Белого на Кургальском полуострове, палеолимнологические исследования на которых проводятся впервые. В марте 2023 г. со льда

с помощью русского бура на озерах отобраны колонки донных отложений (рис. 1). В южной части оз. Липовского с глубины 4 м отобрана колонка донных отложений мощностью 5.8 м. Всего было отобрано восемь кернов с перекрытием. Донные отложения представлены серым глинистым слоистым алевритом с черными прослоями гидротроилита и гиттией. Нижняя часть отложений, возможно, связана со стадией Балтийского ледникового озера (БЛО). Слоистые глинистые отложения БЛО отмечались в изучаемом регионе в наземных разрезах, расположенных, как и оз. Липовское, на уровне моря [2], а также в нижней части колонок донных отложений Нарвско-Лужской низменности [5, 6].

На оз. Белом керны отбирались в двух точках центральной части озера. Однако длинные колонки здесь получить не удалось. В одной из точек с глубины 6 м отобран керн тонкозернистого песка мощностью 10 см, в другой – с глубины 8.1 м отобрано 35 см (рис. 2). Отложения представлены алевритом, тонкозернистым песком и гиттией. Нижняя часть отложений, возможно, сформировалась

Рис. 1. Район исследования и карта с точками отбора поверхностных проб (прямоугольники) и точками отбора колонок донных отложений (треугольники).

Рис. 2. Донные отложения оз. Белого.

в период Анцилового озера. Подобного типа отложения, представленные глинами и глинистыми алевритами, описаны в рассматриваемом регионе как отложения Анцилового озера [13, 7].

На обоих озерах также отобрано 16 поверхностных проб донных отложений (9 – на оз. Белом и 7 – на оз. Липовском) (см. рис. 1).

Полученные предварительные результаты показали связь голоценового осадконакопления в озерах Липовском и Белом с трансгрессивно-регрессивными фазами Балтики, с его анциловой и литориновой стадиями и, возможно, стадией Балтийского ледникового озера.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00128 (https://rscf.ru/project/23-27-00128/).

1. Марков К.К. Краткий геологический и геоморфологический очерк северной части Кингисеппского уезда. Л., 1927. 117 с.

2. Марков К.К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. М.–Л.: Геолиздат, 1931. 253 с.

3. Sergeev A., Ryabchuk D., Zhamoida V., Nesterova E. The impact of two newly built port terminals in the Eastern Gulf of Finland on sedimentation processes and coastal zone dynamics // Estonian Journal of Engineering. 2009. Vol. 159. Iss. 7. P. 212–226. DOI:10.3176/ENG.2009.3.05.

4. Saarse L., Heinsalu A., Veski S. Litorina Sea sediments of ancient Vääna Lagoon, northwestern Estonia // Estonian Journal of Earth Sciences. 2009. Vol. 58. Iss. 1. P. 85–93. DOI:10.3176/earth.2009.1.08.

5. Субетто Д.А., Севастьянов Д.В., Савельева Л.А., Арсланов Х.А. Донные отложения озер Ленинградской области как летопись балтийских трансгрессий и регрессий // Вестник СПбГУ. Серия 7. 2002. Вып. 4. № 31. С. 75–85.

6. Sandgren P., Subetto D.A., Berglund B.E., Davydova N.N., Savelieva L.A. Mid-Holocene Littorina Sea transgressions based on stratigraphic studies in coastal lakes of NW Russia // GFF. 2004. Vol. 126. Iss. 4. P. 363–380. DOI:10.1080/11035890401264363.

7. Rosentau A., Muru M., Kriiska A., Subetto D.A., Vassiljev J., Hang T., Gerasimov D., Nordqvist K.et al. Stone Age settlement and Holocene shore displacement in the Narva-Luga Klint Bay area, eastern Gulf of Finland // Boreas. 2013. Vol. 42. Iss. 4. P. 912–931. DOI:10.1111/bor.12004.

8. Kessel H. On the age of Holocene transgressions of the Baltic Sea in Estonia by palynological analysis // Baltica. 1963. Vol. 1. P. 101–115.

9. Сапелко Т.В., Герасимов Д.В., Крийска А., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Нордквист К., Кульков А.М., Анисимов М.А., Терехов А.В. Радиоуглеродное датирование в междисциплинарных археологических и палеолимнологических исследованиях на р. Россонь, Нарвско-Лужская низменность // Радиоуглерод в археологии и палеоэкологии: прошлое, настоящее, будущее: Материалы международной конференции (23–25 ноября 2020 г., Санкт-Петербург) / Ред. Н.Д. Бурова, А.А. Выборнов, М.А. Кулькова. СПб.: ИИМК РАН, 2020. С.79–80.

10. Герасимов Д.В., Крийска А., Холкина М.А. Археологические исследования 2012 г. на Кудрукюльской палеокосе в Нарвско-Лужском междуречье // Радловский сборник: Научные исследования и музейные проекты МАЭ РАН в 2012 г. СПб.: МАЭ РАН, 2013. С. 21–27.

11. Глазкова Е.А., Ликсакова Н.С., Доронина А.Ю., Гимельбрант Д.Е., Степанчикова И.С., Гинзбург Э.Г., Потемкин А.Д. Ценные ботанические объекты заказника «Кургальский» (Ленинградская область). 3. Приморские, водные и прибрежно-водные биотопы. Заказник как ключевая ботаническая территория // Труды Карельского научного центра РАН. 2020. № 1. С. 5–16. DOI:10.17076/bg833.

12. Станиславская Е.В., Афанасьева А.Л., Павлова О.А. Альгофлора озер заказника «Кургальский» (Ленинградская область) // Поволжский экологический журнал. 2021. № 3. С. 335–347. DOI: 10.35885/1684-7318-2021-3-335-347.

13. Спиридонов М.А., Рябчук Д.В., Орвику К.К., Сухачева Л.Л., Нестерова Е.Н., Жамойда В.А. Изменение береговой зоны восточной части Финского залива под воздействием природных и антропогенных факторов // Региональная геология и металлогения. 2010. № 41. С. 107–118.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕВЕРНЫХ МАТЕРИКОВЫХ ДЮН ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

О.С. Сизов

Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, Россия, kabanin@yandex.ru

Аннотация. Представлены результаты картографирования оголенных песков на севере Западной Сибири (площадь территории более 800 тыс. км^2). Работы выполнялись методом неконтролируемого дешифрирования данных Sentinel-2 с последующей экспертной обработкой. Всего на территории исследования выявлено 404675 объектов эолового рельефа общей площадью 2228.18 км^2. Средняя площадь естественных форм составила 0.44 га (наибольшая доля в Ямальском районе ЯНАО – 1.02 %), средняя площадь антропогенных форм – 2.84 га (наибольшая доля в Пуровском районе ЯНАО – 0.19 %). Зоны максимальной концентрации оголенных песков выделяются на Ямальском, Гыданском и Тазовском полуостровах, а также в бассейнах рек Пур и Надым. В районах добычи нефти и газа максимальная площадь как естественных, так и антропогенных эоловых форм выявлена в пределах Уренгойского месторождения (19.14 и 34.58 км^2 соответственно).

Ключевые слова: эоловый рельеф; Западная Сибирь; дистанционное зондирование; антропогенное воздействие

SPATIAL DISTRIBUTION AND MORPHOMETRIC FEATURES OF NORTHERN CONTINENTAL DUNES OF WESTERN SIBERIA

O.S. Sizov

Oil and Gas Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. The results of mapping of bare sands in the north of Western Siberia (area of more than 800000 km^2) are presented. The work was carried out by unsupervised interpretation of Sentinel-2 data with subsequent expert processing. In total, 404675 aeolian relief objects with a total area of 2228.18 km^2 were detected in the study area. The average area of natural forms was 0.44 ha (the largest share in the Yamal region of YNAO – 1.02 %), the average area of anthropogenic forms was 2.84 ha (the largest share in the Purovsky region of YNAO – 0.19 %). Zones of maximum concentration are identified on the Yamal, Gydan and Taz peninsulas, as well as in the basins of the Pur and Nadym rivers. In the areas of oil and gas production the maximum area of both natural and anthropogenic aeolian forms is identified within the Urengoy oil and gas field (19.14 and 34.58 km^2 respectively).

Keywords: aeolian relief; Western Siberia; remote sensing; anthropogenic impact

Наличие специфических форм эолового рельефа к северу от Сибирских Увалов неоднократно отмечалось различными исследователями [1–4] (рис. 1). Современные работы по геологическому картографированию четвертичных образований выявили сплошное (плащеобразное) развитие эоловых песков на севере Западной Сибири [5]. Тем не менее эоловые образования, отнесенные к Байдарацкому эолию [6], нанесены на государственные геологические карты масштаба 1:1000000 в ограниченном виде, что не отражает реальное состояние территории. Вместе с тем существующие участки песчаных раздувов, дюнных массивов и котловин выдувания в настоящее время нередко подвергаются активному механическому воздействию в процессе освоения нефтегазовых месторождений, а вновь возникающие нарушения становятся очагами дефляции [4, 7, 8]. По официальным данным [9] общая площадь нарушенных земель на территории ЯНАО на начало 2022 г.

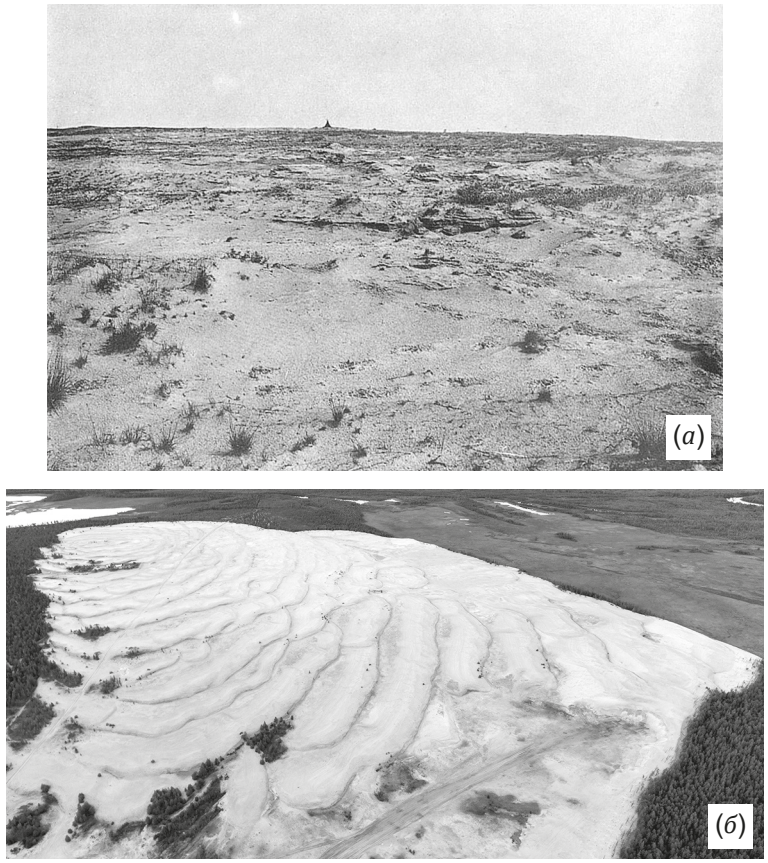


Рис. 1. Примеры песчаных раздувов. (*а*) – полуостров Ямал (фото Б.М. Житкова, 1908 г.) [1], (*б*) – нижнее течение р. Надым (фото О.С. Сизова, 2021 г.).

составила 1037 км^2 (прирост за год – 143.9 км^2). При этом объем рекультивации за год существенно меньше – около 90 км^2. Нарушения почвенно-растительного покрова возникают в результате изысканий (инженерных, экологических), в ходе строительных работ, при размещении промышленных и твердых бытовых отходов, а также вследствие утечек нефти и нефтепродуктов.

В рамках данной работы впервые выполнено детальное картографирование участков современного естественного и антропогенного эолового рельефа на севере Западно-Сибирской равнины с использованием актуальных космических снимков.

В качестве основы для картографирования были выбраны мультиспектральные космические снимки Sentinel-2 с пространственным разрешением 10 м (съемка за 2016–2020 гг.), которые находятся в открытом доступе и обеспечивают высокую детальность результатов дешифрирования. Последовательность действий включала:

- получение исходных данных Sentinel-2 – формирование с помощью облачной платформы Google EarthEngine безоблачной мозаики на всю рассматриваемую территорию северной части Западной Сибири (площадь – более 800 тыс. км^2, период съемки – июль – август, облачность итогового покрытия – менее 3 %);
- получение маски оголенных песков – использовался метод неконтролируемой классификации ISODATA с последующим атрибутированием класса песчаной поверхности (изначально выделялось до 15 различных исходных классов);
- редактирование и верификация полученной маски оголенных песков – использовался метод экспертного дешифрирования, удалялись участки песчаных отмелей (долины рек, прибрежная полоса озер, береговая линия моря), участки густых лишайников, площадные и, частично, линейные антропогенные объекты со значительной долей песчаной поверхности в пределах нефтегазовых месторождений (промышленные площадки, вахтовые поселки, затопленные карьеры и т.д.).

Предельный минимальный порог площади выделяемых объектов был установлен на уровне 400 м^2 (участки, состоящие менее чем из четырех пикселей мозаики Sentinel-2, были отнесены к шуму и удалены). Для верификации результатов дешифрирования применялись высокодетальные мозаики данных ДЗЗ, доступные на картографическом сервисе Яндекс.Карты;

- проведение пространственного анализа – средствами геоинформационных систем (ГИС) выполнялся анализ распределения естественных и антропогенно нарушенных песков по административным районам, по границам горных отводов нефтегазовых месторождений, а также по абсолютным высотам (на основе цифровой модели рельефа TanDEM90). Пространственный анализ выполнялся в программной среде ArcGIS 10.4.

Всего было выявлено 404675 объектов, отнесенных к маске оголенных песков, общей площадью 2228.17 км^2. По происхождению все выявленные объекты были разделены на два основных класса:

- естественные – 394129 объектов, средняя площадь – 0.44 га, максимальная площадь – 33.52 км^2 (55 объектов более 1 км^2), общая площадь – 1929.15 км^2;
- антропогенные – 10546 объектов, средняя площадь – 2.84 га, максимальная площадь – 4.26 км^2 (8 объектов более 1 км^2); общая площадь – 299.03 км^2.

Пространственное распределение современного эолового рельефа отличается неравномерностью. Зоны максимальной концентрации выделяются на Ямальском, Гыданском и Тазовском полуостровах, а также в бассейнах рек Пур и Надым (рис. 2).

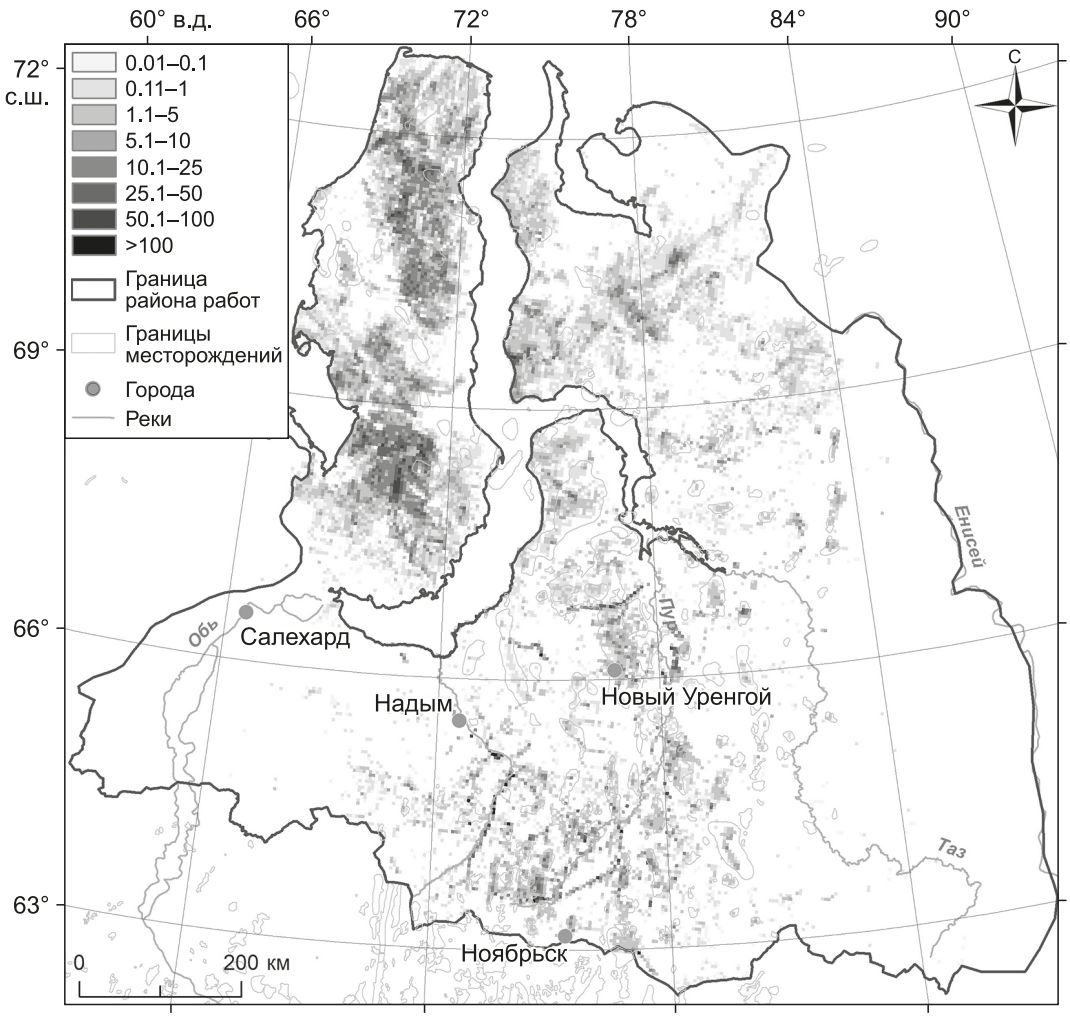


Рис. 2. Распространение оголенных эоловых песков на севере Западной Сибири по результатам дешифрирования космических снимков Sentinel-2.

На Ямале оголенные пески имеют два явно выраженных ареала распространения. В северной части развеваемые пески приурочены к Северо-Ямальской возвышенности, а также к северо-западной части полуострова (наклонная равнина севернее р. Пяседаяха). Южнее озер Ямбуто и Нейто плотность раздувов северного ареала в целом уменьшается. Южный ареал занимает территорию от устья р. Харасавэй до оз. Ярато 1-е, западная граница ареала проходит вдоль побережья Байдарацкой губы, восточная – по возвышенности Хой, южная совпадает с водоразделом Щукинской возвышенности. Примечательно то, что в пределах Усть-Обской и Ямальской низменностей, а также на западе полуострова оголенные пески практически не встречаются.

На Гыдане развеваемые пески приурочены к Гыданской гряде и, в меньшей степени, к Юрибейской и Нижнеенисейской возвышенностям. В пределах Северо-Гыданской, Танамской и Мессояхской низменностей эоловые раздувы имеют незначительное распространение. На Тазовском полуострове песчаные поверхности локализованы в северной части, а также в пределах Ямбургского месторождения. В бассейне рек Пур и Надым наиболее крупные эоловые формы концентрируются в пределах второй надпойменной террасы, а также на водораздельных пространствах.

Согласно современным картам четвертичных образований (листы R-42, R-43 и др.), на территории полуострова Ямал большая часть площади современных эоловых образований (64.7 %) приурочена к морским отложениям Лабсуйяхинской и Моржовской свит (казанцевского и ермаковского возраста соответственно). Более 10 % площади относится к аллювию каргинского времени (Нярминская свита), 8.5 % площади совпадает с участками ледниковых и озерно-ледниковых отложений (ермаковский горизонт), а порядка 4.5 % относится к участкам Байдарацкого эолия. На Гыданском полуострове треть площади развеваемых песков также относится к морским отложениям верхнего звена неоплейстоцена (Паютинский мариний), приуроченным к зоне гляциодислокаций пород ледникового ложа. Треть площади приурочена к ледниковым отложениям Юрибейского гляциофлювиала и Карской морены (22.2 и 14 % соответственно). Участки Байдарацкого эолия пересекаются с 3.2 % оголенных песков.

Естественные участки оголенных песков имеют в целом нормальное высотное распределение – 86.6 % площадей локализованы в интервале 10–60 м с явно выраженным плато от 30 до 45 м. Это несколько отличается от общего распределения высот рассматриваемой территории, где, в частности, присутствует локальный пик в интервале от 0 до 10 м.

В административном отношении наибольшая площадь оголенных песков естественного происхождения выявлена в Ямальском районе ЯНАО (1203 км^2), что составляет 1.02 % от его общей площади или 62.58 % от всех выявленных объектов в этом классе. Значительную долю составляют

Таблица 1. Месторождения нефти и газа с наибольшей площадью оголенных песков

Название	Площадь естественных участков, га	Название	Площадь антропогенных участков, га
Уренгойское	1914.31	Уренгойское	3458.38
Западно-Тамбейское	1623.09	Суторминское	2120.03
Малоямальское	1229.31	Вынгаяхинское	802.79
Западно-Сеяхинское	1177.77	Ямбургское	703.00
Ямбургское	1012.03	Восточно-Таркосалинское	629.97
Суторминское	888.55	Сугмутское	568.47
Утреннее	699.70	Бованенковское	549.48
Малыгинское	614.71	Русское	525.46
Восточно-Таркосалинское	563.60	Вынгапуровское	523.98
Тасийское	540.69	Комсомольское	522.07
Южно-Тамбейское	438.19	Муравленковское	517.87
Штормовое	359.55	Еты-Пуровское	509.85

Таблица 2. Месторождения нефти и газа с наибольшей долей оголенных песков

Название	Доля естественных участков, %	Название	Доля антропогенных участков, %
Западно-Тамбейское	4.82	Сандибинское	3.56
Малоямальское	2.63	Суторминское	3.24
Трехбугорное	2.35	Апакопурское	2.82
Западно-Сеяхинское	2.17	Чатылькинское	2.23
Усть-Юрибейское	1.65	Барсуковское	2.21
Пайсятское	1.58	Вынгаяхинское	2.07
Сандибинское	1.51	Северо-Янгтинское	2.02
Суторминское	1.36	Спорышевское	1.93
Северо-Пуровское	1.33	Новопурпейское	1.84
Тасийское	1.19	Муравленковское	1.76
Верхнетиутейское	0.97	Русское	1.64
Сядорское	0.96	Ево-Яхинское	1.52

оголенные пески в Надымском, Тазовском и Пуровском районах ЯНАО (13.28 %, 11.64 % и 9.9 % соответственно в данном классе объектов). В части антропогенных песчаных пустошей доминирует Пуровский район ЯНАО – площадь песков здесь составляет 0.19% от общей площади района или 67.65 % от всех объектов данного класса. Высокие значения отмечаются для Надымского, Тазовского и Ямальского районов ЯНАО (10.15 %, 9.5 %, 6.27 % соответственно в данном классе объектов). Совокупная доля остальных районов не превышает 3 % для естественных и 7 % для антропогенных объектов.

Значительную долю занимают антропогенные пустоши в районах добычи нефти и газа. Среди 226 месторождений, расположенных в пределах рассматриваемой территории, оголенные пески естественного происхождения выявлены на 129, антропогенного – на 130. Количественные показатели двух классов имеют существенные различия:

- естественные пески – 26416 объектов, средняя площадь – 0.566 га, максимальная площадь – 5.41 км^2, общая площадь – 149.41 км^2;
- антропогенные пустоши – 8159 объектов, средняя площадь – 2.63 га, максимальная площадь – 3.17 км^2; общая площадь – 21.44 км^2.

По абсолютным значениям лидирующее место занимает Уренгойское месторождение, здесь доля естественных песчаных участков достигает 1914.31 га, а антропогенных – 3458.38 га (табл. 1). По относительным значениям наиболее высока доля естественных участков песков на Западно-Тамбейском месторождении (4.82 %), доля антропогенных участков – на Сандибинском и Суторминском месторождениях (3.56 и 3.24 % соответственно) (табл. 2).

1. Житков Б.М. Полуостров Ямал. СПб.: Типография М.М. Стасюлевича, 1913. 396 с.
2. Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины: Северная и центральная части. Томск: Изд-во Томского университета, 1976. 343 с.
3. Воскресенский К.С. Современные рельефообразующие процессы на равнинах севера России. М.: Изд-во Географического факультета МГУ, 2001. 262 с.
4. Сизов О.С. Геоэкологические аспекты современных эоловых процессов северотаежной подзоны Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во «Гео», 2015. 121 с.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист R-42 (п-ов Ямал): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 366 с.

6. Гатауллин В.Н. Стратиграфо-генетические комплексы четвертичных отложений западного побережья полуострова Ямал // Инженерно-геологические условия шельфа и методы их исследований. Рига: ВНИИморгео, 1986. С. 12–20.

7. Соромотин А.В., Сизов О.С. Активизация эоловых процессов на севере Западной Сибири в связи с возросшим антропогенным воздействием // Проблемы региональной экологии. 2007. № 4. С. 10–13.

8. Сизов О.С., Лоботросова С.А., Соромотин А.В. Лишайниковые сосняки северной тайги Западной Сибири как индикатор ледниковых условий рельефообразования // Проблемы региональной экологии. 2017. № 2. С. 60–68.

9. Доклад об экологической ситуации в Ямало-Ненецком Автономном округе в 2021 году. Салехард, 2022. 291 с.

КРИТИЧНОСТЬ, КРИЗИСНОСТЬ И КАТАСТРОФИЗМ В РАЗВИТИИ ГЕОСИСТЕМ ТИХООКЕАНСКОЙ РОССИИ

Г.П. Скрыльник

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, Россия, skrylnik@tigdvo.ru

Аннотация. Развитие геосистем российского Дальнего Востока протекает в тектонически и климатически активной зоне, под двойным влиянием континента и океана. Наиболее ярко указанное влияние отмечается на юге Дальнего Востока при участии континентальности и океаничности. На фоне значительного вклада типичных процессов в эволюционное развитие геосистем (особенно геоморфологических) заметно существенная роль принадлежит аномальным процессам (экстремальным – критическим и кризисным, и катастрофическим).

Ключевые слова: континентальность; океаничность; типичный процесс; аномальный процесс

CRITICALITY, CRISIS AND CATASTROPHISM IN THE DEVELOPMENT OF GEOSYSTEMS IN PACIFIC RUSSIA

G.P. Skrylnik

Pacific Institute of Geography, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

Abstract. The development of the geosystems of the Russian Far East takes place in a tectonically and climatically active zone, under the dual influence of the continent and the ocean. The most clearly indicated influences are noted in the south of the Far East with the participation of continentality and oceanicity. Against the background of a significant contribution of typical processes to the evolutionary development of geosystems (especially geomorphological ones), a noticeably significant role belongs to anomalous processes (extreme - critical and crisis, and catastrophic).

Keywords: continentality; oceanicity; typical process; anomalous process

Развитие геосистем (ГС) российского Дальнего Востока протекает в тектонически и климатически активной зоне, под двойным влиянием континента и океана [1]. Наиболее ярко указанное влияние отмечается на юге Дальнего Востока при участии континентальности и океаничности.

Морфогенетическим влияниям континентальности и океаничности присуща четкая пространственно-временная дифференциация интенсивности: в центральных областях континента и океана они имеют минимальные значения; в переходных между ними или трансграничных – максимальные.

Типичные факторы и процессы, уже просто по определению, поддерживают облик и состояние ГС в обычных устойчивых рамках. Критические процессы приводят к ощутимым, но кратковременным и обратимым изменениям в структуре ГС. Кризисные процессы вызывают существенные нарушения структуры геосистем (крайне редко обратимые, чаще необратимые**)** и в целом сравнимы с катастрофическими.

Катастрофизм принимается автором, вслед за Д.А. Тимофеевым [2], как революционное развитие ГС. Оно включает в себя не только разрушение сформировавшихся ранее структур и типов функционирования ГС, но и создание адекватно новых динамических образований. В результате происходит своеобразное «обновление» ГС.

Для всех этапов катастроф характерна контрастность, в частности из-за разновременной «разрядки» экстремальных обстановок, проявляющейся в увеличении и «суммировании» эффектов критических состояний до кризисных «взрывов».

С действием экстремальных кризисных процессов, «выводящих объекты из равновесных состояний», связано начало возможной перестройки всей организации геосистем (вплоть до смены траектории развития), что приводит к их разрушению (катастрофам). Заметим, что последние, отмечаемые на нижних уровнях организации географической оболочки, не разрушают геосистемы более высоких уровней. Эти последние, обладая относительно высокой устойчивостью, не только «залечивают» свои изъяны, но часто «помогают» восстановиться локальным геосистемам.

Пространственно-временной характер природных рисков в пределах севера и юга Дальнего Востока четко дифференцирован: на севере – это прежде всего относительно быстрое возникновение нового экзогенного облика полярных ландшафтов (в основном из-за возникающих контрастов баланса тепла и влаги, вызывающих кризисные трансформации криосферы), на юге – скачкообразное появление экзо- и эндодинамических форм (из-за быстрой – чаще пирогенной, кардинальной перестройки почвенно-растительного покрова в континентальной части и «одномоментных» новообразований и формирований береговых ландшафтов). В связи с этим совершенно понятны резко отличные (и по форме, и по величине) средоформирующие эффекты пространственно-временных природных рисков в различных регионах Дальнего Востока.

В развитии геосистем материковых участков прослеживается тенденция к повсеместному уменьшению смен равновесных и неравновесных состояний (при господстве равновесных) и, тем самым, к увеличению естественной устойчивости геосистем. В прибрежных территориях тенденция к увеличению этих смен (при сохраняющемся еще балансе равновесных и неравновесных состояний), стимулирующих возрастание числа и масштабов природных аномалий, приводит к уменьшению общей устойчивости геосистем [3, 4].

Это согласовывается с дальнейшим современным увеличением общей континентальности Дальнего Востока [5].

Наметившееся дальнейшее усиление естественной континентальности климата (по материалам В.В. Никольской, 1976 г.) предопределяет направленное возрастание в рельефообразовании роли опасных природных процессов, а увеличение контрастов между континентальными и океаническими влияниями приводит и к экстремализации природных процессов (к возрастанию в ландшафтогенезе критичности, кризисности и катастрофизма). Это вызывает сближение пороговых рамок типичных и аномальных явлений и процессов. В то же время благодаря повышенной консервативности геоморфологических и пластичности фитогенных подсистем геосистемы указанных регионов успевают еще приспосабливаться к изменяющимся условиям, поэтому направленного площадного разрушения геосистем в естественных условиях сейчас не отмечается. Если произойдет резкое антропогенное потепление климата, возможен ускоренный подъем уровня окраинных морей, что вызовет в береговой зоне усиление абразии, обвалов и оползней.

В направлении от севера к югу Дальнего Востока уровни критичности, кризисности и катастрофичности в развитии ГС «лавинообразно» возрастают и направленно вызывают адекватные результаты.

В среднемноголетнем развитии ГС на всей территории его севера наиболее характерными являются типичные и критические динамические обстановки. Кризисные ситуации бывают редко и связаны они лишь с активизацией термокарста в период повышенных летних температур и антропогенеза при нарушении норм устойчивого развития, поэтому катастрофы все же не типичны. При этом они связаны с былыми «всплесками» площадного термокарста в 70-е годы XX в. во время наибольшего пика глобального потепления, а в настоящее время – с термокарстом (редкой активизации) и вулканическими извержениями, но на относительно ограниченных площадях Камчатки.

Для юга характерен более богатый набор реализируемых аномальных ситуаций (критичности, кризисности и катастрофичности) в развитии ГС. Наиболее часто они отмечаются в полосе контрастного контакта и переплетения континентальности и океаничности, особенно «результативного» в пределах островных дуг и мегапобережий (из-за наводнений, обвалов-сплывов, цунами).

На районно-локальном уровне среди процессов, термодинамически значимых (относительно наиболее энергонапряженных, приводящих к сравнительно значительному эффекту), выступают [1]:

На **Чукотке** – «взрывы» активности криогенеза и (или) «малого» гляциогенеза (морозобойного трещинообразования, солифлюкции, формирования трещинно-жильных полигонов, термокарста). Из всех мерзлотных процессов, участвующих в динамике ландшафтов Чукотки, устойчиво выделяется термокарст, типичный для Чукотки, экстремального проявления он достигает только в редкие аномально теплые и дождливые годы. В это время активизируются площадные просадки, а на склонах – процессы оврагообразования.

На **Камчатке** – вулканические извержения, землетрясения, обвалы, осыпи, сели и грязекаменные потоки, цунами.

На **континентальном юге Дальнего Востока** аномальные морфогенетические трансформации ГС возникают в результате:

1) возрастания летней океаничности (из-за катастрофических атмосферных осадков в ходе прохождения глубоких циклонов с запада и мощных тайфунов с юга, вызывающих в речных долинах резкие и высокие наводнения и эрозию берегов;

2) «взрывов» лавинных и обвально-оползневых процессов (рис. 1) [6], а также частых прохождений цунами (рис. 2);

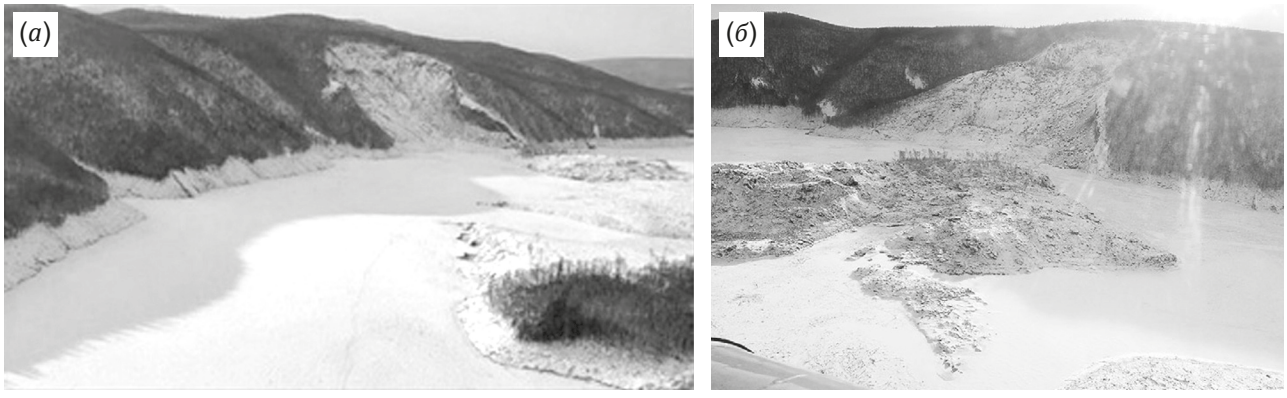


Рис. 1. Крупный оползень 11.12.2018 г. – один из крупнейших в России за последние десятилетия. Оползень находится на крутом северном левом склоне долины р. Бурея в 20 км выше впадения в нее большого левого притока (р. Тырма), полностью перекрывшего высокой плотиной из обломков скальных пород заполненную водохранилищем Бурейской ГЭС долину реки: (*а*) – общий вид оползня и его стенка срыва (в виде амфитеатра), (*б*) – оползневое тело этого же оползня. Фото с вертолета А.Н. Махинова.

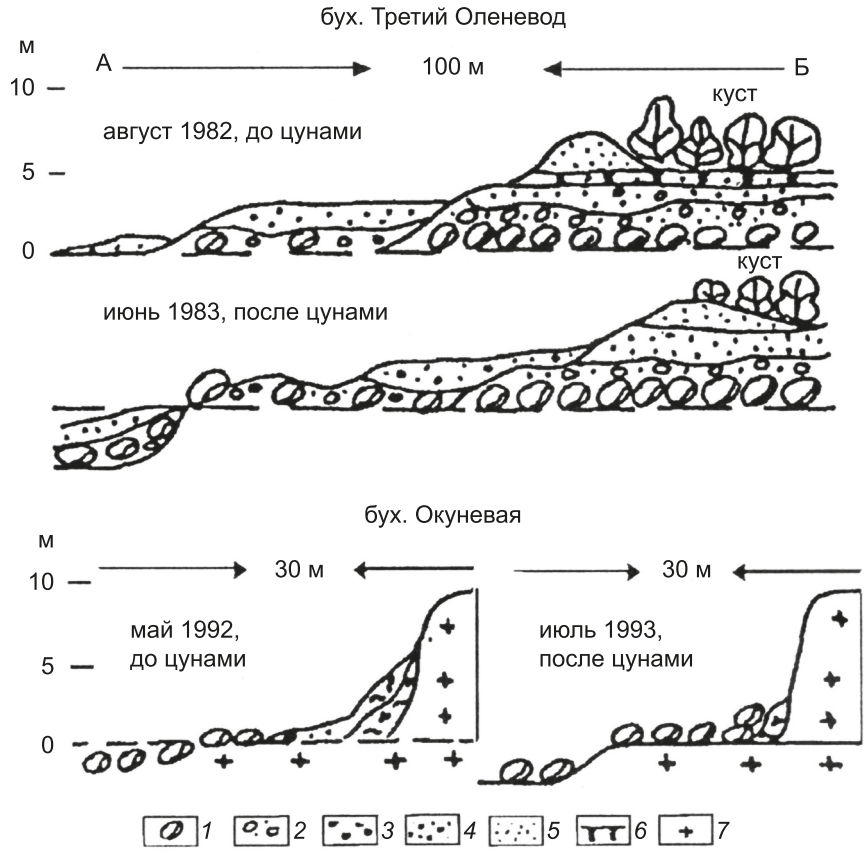


Рис. 2. Следы цунами (1983 и 1993 г.) на побережье зал. Петра Великого.
1 – валуны, *2* – галька с песком, *3* – гравий, *4* – песок с гравием, *5* – песок, *6* – почва, *7* – коренные породы. Составили А.М. Короткий и Г.П. Скрыльник.

3) увеличения зимней континентальности – в результате усиления криогенеза (например, активизации курумообразования, в частности на охотоморском мегабереге) на фоне возрастающего зимнего похолодания;

4) активизации северных и (или) южных континентальных влияний (с которыми связано формирование двух вариантов и модификаций климатической асимметрии склонов долин малых рек) [7];

5) глубокой аридизации степных и лесостепных природных обстановок, правда на фоне преимущественно редких длительных антициклональных ситуаций; и др.

Аномальные обстановки встречаются часто и на островных территориях. Так, на **Сахалине**, расположенном на стыке сухопутных и морских влияний, в перечень основных геоэкологических рисков входят цунами, лавины, селевые и эоловые процессы.

Критичность, кризисность и катастрофизм в развитии естественных ГС Тихоокеанской России ассоциируются с появлением «экологических рисков [8] как важнейшей части более общих «природных рисков» [9]. Это перекликается с теорией так называемой «самоорганизованной критичности», согласно которой системы с большим количеством взаимодействующих компонентов естественно эволюционируют к критическому [4] и далее через кризисное к катастрофическому состоянию.

В целом, аномальные воздействия на ГС на севере и юге Тихоокеанской России в настоящее время все больше и больше становятся типичными. Рамки «природных рисков» на временной шкале развития ГС, которые приобретают повышенную устойчивость при возникающем динамическом равновесии, направленно отодвигаются от прежнего положения во времени в сторону катастроф.

1. Короткий А.М., Коробов В.В., Скрыльник Г.П. Аномальные природные процессы и их влияние на состояние геосистем юга российского Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2011. 265 с.

2. Тимофеев Д.А. Неравномерность рельефообразования во времени и пространстве // Проблемы регионального геоморфологического анализа. Л.: Изд-во Географического общества СССР, 1974. С. 16–19.

3. Мягков С.М. География природного риска. М.: Изд-во МГУ, 1995. 222 с.

4. Бак П., Чен К. Самоорганизованная критичность. М.: Наука, 1972. 423 с.

5. Никольская В.В. О естественных тенденциях развития физико-географических провинций юга Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1974. 127 с.

6. Махинов А.Н., Ким В.И., Остроухов А.В., Матвеенко Д.В. Крупный оползень в долине реки Бурея и цунами в водохранилище Бурейской ГЭС // Вестник ДВО РАН. 2019. № 2. С. 35–44. DOI:10.25808/08697698.2019.204.2.004.

7. Скрыльник Г.П. Зональные черты асимметрии речных долин российского Дальнего Востока // Гидрология и геоморфология речных систем: Тезисы всероссийской научной конференции. Иркутск, 1997. С. 234–235.

8. Скрыльник Г.П. Геоморфологический риск и устойчивость геосистем Дальнего Востока // Северная Пацифика: Тезисы международной конференции (30 августа – 4 сентября 1994 г., Владивосток). Владивосток, 1994. С. 67–69.

9. Короткий А.М., Скрыльник Г.П. Рельеф, природные риски и катастрофы // Новые и традиционные идеи в геоморфологии. V Щукинские чтения: Труды конференции (16–20 мая 2005 г., Москва). М.: Изд-во Географического факультета МГУ, 2005. С. 259–263.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА И ЕГО ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Д.А. Субетто[1], А.Е. Рыбалко[2,3], Н.А. Белкина[4], В.Д. Страховенко[5], М.С. Потахин[4], М.Б. Зобков[4], П.Ю. Беляев[2], А.В. Орлов[1,2], Н.В. Кулик[4], Ю.А. Кублицкий[1]

[1] Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, г. Санкт-Петербург, Россия, subettoda@herzen.spb.ru

[2] ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, Россия

[3] Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

[4] Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, Россия

[5] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Аннотация. Представлены новые данные изучения донных отложений Онежского озера и озер его бассейна с целью реконструкции его развития в позднем неоплейстоцене и голоцене. Проведена корреляция палеогеографических событий в позднем неоплейстоцене – голоцене в Онежском озере и Онежском заливе Белого моря, что является первым шагом в межрегиональной корреляции палеогеографических событий в озерных и морских бассейнах по восточной периферии Балтийского кристаллического щита. Выполнено сравнение условий, времени и продолжительности дегляциации котловин Ладожского и Онежского озер. Установлено, что дегляциация северной части Ладожской котловины началась около 13900 л. н., а окончание озерно-ледникового этапа седиментогенеза и формирования ленточных глин произошло около 11400 л. н., что позднее и продолжительнее, чем в Онежском озере, где, согласно нашим новым данным по варвохронологии, накопление ленточных глин продолжалось около 1155 лет и могло завершиться около 12680 л. н. Это может

быть связано с более ранней дегляциацией котловины Онежского озера по сравнению с котловиной Ладоги и с более высокой скоростью таяния ледника на его восточных флангах.

Ключевые слова: палеогеография; Онежское озеро; литостратиграфия; геоморфология; поздний неоплейстоцен

THE HISTORY OF THE FORMATION OF LAKE ONEGA AND ITS BOTTOM SEDIMENTS

D.A. Subetto[1], A.E. Rybalko[2,3], N.A. Belkina[4], V.D. Strakhovenko[5], M.S. Potakhin[4], M.B. Zobkov[4], P.Yu. Belyaev[2], A.V. Orlov[1,2], N.V. Kulik[4], Yu.A. Kublitskiy[1]

[1] Herzen State Pedagogical University of Russia, Saint Petersburg, Russia

[2] VNIIOceangeologia, Saint Petersburg, Russia

[3] Saint-Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

[4] Northern Water Problems Institute, Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia

[5] Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

Abstract. New data on the study of the bottom sediments of Lake Onega and the lakes of its basin are presented in order to reconstruct its development in the Late Pleistocene and Holocene. The correlation of paleogeographic events in the Late Pleistocene — Holocene in Lake Onega and the Onega Bay of the White Sea was carried out, which is the first step in the interregional correlation of paleogeographic events in lake and sea basins along the eastern periphery of the Fennoscandian Shield. The conditions, time and duration of deglaciation of the basins of the Ladoga and Onega lakes are compared. It has been established that the deglaciation of the northern part of the Lake Ladoga basin began around 13900 yr BP, and the end of the limno-glacial stage of sedimentogenesis and the formation of varved clays occurred around 11400 yr BP, which is later and longer than in Lake Onega, where, according to our new data on varvochronology, the accumulation of varved clays lasted about 1155 years and could end about 12680 yr BP. This may be due to the earlier deglaciation of the Lake Onega basin compared to the Lake Ladoga basin, and with a higher rate of melting of the glacier on its eastern flanks.

Keywords: paleogeography; Lake Onega; lithostratigraphy; geomorphology; Late Pleistocene

Комплексные исследования донных отложений Онежского озера в последние годы позволили получить новые знания о его формировании в позднем неоплейстоцене и голоцене [1].

В результате выполненных палеолимнологических, геоморфологических, геологических, геофизических, картографических, геохимических, минералогических, радиоизотопных и других исследований были получены новые сведения о пространственно-временных особенностях формирования Онежского озера и его бассейна со времени их дегляциации. Создана модель формирования Онежского приледникового озера (ОПО) и его бассейна в позднем неоплейстоцене и голоцене на основе палеогеографических реконструкций, проведенных с помощью современных программных средств ГИС, и разработанной авторской цифровой модели рельефа котловины Онежского озера и его водосборной территории. Выполнена оценка интенсивности развития процессов эрозии, и определены количественные параметры сноса обломочного материала в ОПО с его водосборного бассейна. Построена серия детальных карт, и рассчитаны площади и объемы ОПО для основных этапов его развития в позднем неоплейстоцене и голоцене. Выявлено, что водосборный бассейн ОПО претерпел существенные изменения со времени его дегляциации. В период формирования приледникового водоема поверхность Земли в результате изостатических деформаций имела сильный наклон в сторону ледника, что отразилось в принципиально отличном от современного расположении

линий поверхностного стока рек и их ориентировании в северо-восточном направлении в сторону ледника. Площадь водосборного бассейна около 14500 лет назад (л.н.) составляла более 160 тыс. км^2, что примерно в 2.6 раза больше современного. Большая часть водосборного бассейна в то время располагалась южнее Онежского озера, тогда как в настоящее время основная часть водосбора расположена к северо-западу и к северо-востоку от озера. Водосборный бассейн ОПО в то время распространялся на 300 км южнее от современной границы бассейна и включал в себя территории, сложенные осадочными породами Русской платформы, возможно достигая современного Рыбинского водохранилища. Согласно выполненным реконструкциям водосборный бассейн Онежского озера постепенно уменьшался за счет отчленения его южных и юго-восточных участков и достиг современных границ сравнительно недавно, около 2500 л.н. Выполнена оценка объемов выноса осадочного материала с водосборного бассейна Онежского озера в послеледниковый период по результатам ГИС-моделирования. Установлено, что 12000 л.н. объем выноса материала мог составить 49.4 км^3, причем с южного участка водосбора, сложенного осадочными породами Русской плиты, могло поступать обломочного материала более чем в три раза больше, чем с северных участков водосборного бассейна, сложенных кристаллическими породами Фенноскандинавского щита.

На основе выполнения обширных геофизических исследований получены новые данные о строении осадочного покрова котловины Онежского озера. Уточнены контуры пространственного распределения голоценовых и верхней толщи неоплейстоценовых отложений и их мощность. Впервые получены сведения об активном проявлении современных геодинамических движений, а также связанных с ними гравитационных процессов, контролирующих изменения подводного рельефа Онежского озера, которые были сопоставлены с данными геофизических исследований Ладожского озера.

На дне Онежского озера по данным анализа непрерывного сейсмопрофилирования выделено шесть сейсмостратиграфических комплексов. В основании разреза залегает морена осташковского горизонта. Она выделяется по хаотичному расположению рефлекторов на сейсмоакустической записи. Верхняя граница, четкая, резкая и неровная, свидетельствует о резком возрастании акустической жесткости. Рельеф поверхности неровный. Нижняя граница морен на сейсмоакустической записи не выделяется, поскольку сливается с акустическим фундаментом. Морена частично перекрывается, а в ряде случаев фациально замещается флювиогляциальными отложениями, имеющими частично скрытую слоистость, выделяющимися по характеру записи, которая обладает частичной акустической прозрачностью. В местах же, где слоистость прослеживается, характер записи ярко выраженный и хаотический (о чем говорит различная ориентировка рефлекторов). Кроме того, основанием для отнесения описываемой сейсмопачки к флювиогляциальным отложениям являются геоморфологические признаки: отложения слагают различные грядовые формы, близкие по морфологии к озам, и заполняют долины, выполненные в нижележащих отложениях. Максимальная мощность данной сейсмопачки составляет около 50 м. Выше по разрезу залегает трехчленная толща лимногляциальных отложений. Нижняя сейсмопачка характеризуется субгоризонтальной слоистостью, обусловленной, вероятно, наличием относительно мощных проксимальных ленточных глин. Мощность составляет 17–20 м. Кровля четкая, проводится по фазе появления первой слоистой пачки, характер залегания — облекающий. Проксимальная пачка перекрывается отложениями средней пачки, которым свойственны на сейсмоакустической записи скрытая слоистость и облекающий характер залегания. Примерная мощность составляет 12–15 м. Верхняя часть описываемой трехчленной толщи сложена отложениями дистальной пачки — на записи это четко выраженная субгоризонтальная слоистость и также облекающий характер залегания. Ее мощность составляет 8–10 м. Верхняя часть сейсморазреза представлена отложениями, выделенными как современные озерные. Выражена на записи скрытой слоистостью, вероятно являющейся следствием тонкого гранулометрического состава, типичного для нефелоидной обстановки осадконакопления, и облекающим характером залегания. Верхняя граница четкая, по ней зачастую определяется рельеф дна озера. Мощность этой пачки отложений составляет 10–12 м.

В геоморфологическом отношении дно Онежского озера представляет собой чередование аккумулятивных равнин ледниково-озерного и озерного генезиса на моренном цоколе, которые

местами осложнены поднятиями ледникового и флювиогляциального генезиса, слагающими грядовый рельеф. На дне Онежского озера в некоторых местах рядом с грядами встречаются структурно-предопределенные понижения, заполненные озерно-ледниковыми отложениями, которые соответствуют стадии развития ОПО, а также современными озерными отложениями. Данные геофизических исследований дна котловины Онежского озера подтверждаются результатами геологического пробоотбора и бурения. По данным непрерывного сейсмопрофилирования и пробоотбора составлена карта четвертичных отложений Онежского озера. На ней выделены отдельные элементы литостратиграфической схемы: ледниковые отложения, два горизонта лимногляциальных глин и голоценовые нерасчлененные образования. Главным изменением, которое было внесено в карту четвертичных отложений, является существенное расширение ареала ледниково-озерных глин в южной части Онежского озера, которая представляла собой ледниково-озерную равнину. Выходы на поверхность дна ледниково-озерных глин широко распространены и вдоль западного побережья Онежского озера. Изучение строения донных отложений северных губ Онежского озера позволило установить и подтвердить, что голоценовые озерные осадки достигают их вершин и в очень высокой степени обогащены органическим веществом.

Зимние буровые работы в 2019 г. со льда Петрозаводской губы позволили впервые для Онежского озера получить полный разрез отложений последнего гляциоседиментационного цикла (мощностью до 10 м). Наиболее древними из вскрытых отложений являются ледниковые и флювиогляциальные отложения позднего плейстоцена, представленные плотными серыми супесями с большим количеством несортированного грубообломочного материала и песками, которые перекрываются озерно-ледниковыми ленточными глинами и озерными илами. По итогам исследования этого разреза была подготовлена литостратиграфическая схема верхнечетвертичных отложений Онежского озера с использованием биостратиграфических данных, результатов гранулометрического и геохимического анализа и новых данных радиоуглеродного датирования донных отложений.

Верифицирована палеогеографическая модель развития Онежского озера и его водосборного бассейна, и разработан хроностратиграфический каркас этапов формирования четвертичных отложений. Отличие новой модели от предшествующих связано с новыми данными геохронологических исследований, полученными при изучении разрезов донных отложений Онежского озера и озер его бассейна. Эти исследования позволили уточнить время и последовательность палеогеографических событий в ОПО, включая то, что: 1) накопление озерно-ледниковых отложений в Петрозаводской губе происходило уже в аллерёде, 2) отступление ледника с водосборного бассейна Онежского озера произошло в позднем дриасе. Установлено, что озерный этап в Онежском озере начался с конца позднего неоплейстоцена.

Определены пространственно-временные особенности озерного осадконакопления в условиях ОПО в позднем неоплейстоцене. Выявлено на основе варвохронологических исследований ленточных глин ОПО, что они накапливались на протяжении 1150–1300 лет во временном интервале 14500–13000 л.н.

На основе изучения донных отложений малых озер бассейна Онежского озера (варвохронологические, литостратиграфические, геохимические и радиометрические работы) впервые получена новая «плавающая» варвохронология для ОПО, состоящая из 1155 варволет, и выявлены особенности минерального состава глин. Абсолютная хронология дегляциации котловины Онежского озера и данные по варвохронологии позволили впервые провести корреляцию снижения мощности варв в ленточных глинах с холодными событиями GI-1c2 и GI-1B событийной стратиграфии, основанной на данных NGRIP $\delta^{18}O$.

Установлено, что красновато-коричневый горизонт в ленточных глинах («розовый горизонт») является стратиграфически выдержанным во всех изученных разрезах ленточных глин ОПО и может служить стратиграфическим репером для корреляции и хронологии.

Подтверждено, что скорости осадконакопления существенно менялись от условий Онежского приледникового озера к Онежскому озеру. На первом этапе, когда ледник располагался близко к зоне аккумуляции в ОПО, скорости седиментации достигали нескольких сантиметров в год. В этот

период существенная роль принадлежала аллохтонному материалу, поступавшему с водосбора (преобладал минеральный состав); преобладали эрозионные и эоловые процессы на водосборном бассейне; значительную роль в твердом стоке играл снос материала с южной части водосборного бассейна ОПО, где преобладают осадочные горные породы. В озерно-ледниковом осадконакоплении и в последующем диагенетическом преобразовании донных отложений органическое вещество играло несущественную роль.

Оценка запасов осадочного вещества разного генезиса в котловине Онежского озера показала, что количество минеральных алевритово-глинистых отложений со слоистой структурой (объем – 52 км^3, масса – 30000 млн т сухого вещества), накопленных в период дегляциации и во время формирования ОПО, в десять раз превышает количество голоценовых илов (объем – 10 км^3, масса – 3000 млн т сухого вещества). Скорость накопления осадочного вещества в котловине Онежского озера в условиях нивального климата (стадия ОПО) на два порядка превышала среднюю скорость накопления в голоцене.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проекты 18-17-00176 и 22-17-00081) и Министерства просвещения Российской Федерации в рамках государственного задания (проект № VRFY-2023-0010).

1. Субетто Д.А., Белкина Н.А., Страховенко В.Д., Рыбалко А.Е., Зобков М.Б., Потахин М.С., Кулик Н.В., Ефременко Н.А., Лаврова Н.Б., Рязанцев П.А. и др. Палеолимнология Онежского озера: от приледникового озера к современным условиям. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2022. 331 с.

ОПЫТ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ПРИРУСЛОВОЙ ЗОНЕ ПОЙМЫ ОБИ (О. ЗУБАТИНСКИЙ, ОКРЕСТНОСТИ СУРГУТА, ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

В.Н. Тюрин, А.Г. Калиновская, Л.Н. Несен, А.С. Петрякин, Ф.В. Тюшкевич

Сургутский государственный университет, г. Сургут, Россия, tyurin_vn@mail.ru

Аннотация. Работа посвящена опыту организации наблюдений на экологическом профиле в прирусловой зоне поймы Оби. Выполненные измерения позволяют оценить пространственные изменения экологических факторов и выявить их влияние на распределение растительных сообществ.

Ключевые слова: пойма Оби; поемность; седиментация; фитоценоз

QUANTITATIVE ASSESSMENT OF ENVIRONMENTAL FACTORS IN THE RIVERSIDE ZONE OF OB RIVER FLOODPLAIN (ZUBATINSKY ISLAND, SURGUT NEIGHBORHOOD, WESTERN SIBERIA)

V.N. Tyurin, A.G. Kalinovskaya, L.N. Nesen, A.S. Petryakin, F.V. Tyushkevich

Surgut State University, Surgut, Russia

Abstract. This work is devoted to the experience of organizing observations on ecological profile in a riverside zone of Ob River floodplain. The measurements allow evaluating spatial changes of ecological factors and identify their impact on distribution of plant communities.

Keywords: Ob River floodplain; flooding; sedimentation; phytocenosis

Экологические исследования в пойме Оби на севере Западной Сибири начаты в 1930 г. под руководством М.К. Барышникова [1]. Они были обусловлены необходимостью получения сведений о распределении растительных ресурсов. Автором на ключевых участках изучено влияние поемности на фитоценозы и их продуктивность. Позднее И.С. Ильиной в целом охарактеризована растительность пойм Оби и Иртыша, построены несколько экологических профилей [2]. Особенности гидрологии и геоморфологии Сургутского отрезка были изучены И.Б. Петровым [3] и другими исследователями. В 1990-е гг. усилиями Г.С. Тарана выполнена инвентаризация растительных сообществ [4]. С середины 1990-х гг. авторами ведутся работы на постоянных пробных площадках, позволяющие оценить влияние экологических факторов во времени [5]. В 2016 г. при поддержке коллег из Великобритании (Open University) на профиле в центральной зоне поймы Оби организованы стационарные наблюдения за гидрологическим режимом [6].

Данная работа посвящена организации профиля в прирусловой зоне поймы Оби. Профиль протяженностью 85 м был проложен в 2021 г. в окрестностях Сургута – от протоки Кривуля к тыльной стороне прируслового вала (гривы). Координаты центра профиля (WGS-84): 61.2540 с.ш., 73.2896 в.д. По направлению от уреза воды к тыльной стороне гривы меняется состав наносов – от песчаных к суглинистым. За ней вода застаивается и редко сбрасывается полностью из-за тяжелого грансостава и подтока с ложбины. Профиль пролегает через сообщества с доминированием пяти характерных для прирусловий и водоемов видов: хвоща полевого (*Equisetum arvense*), полевицы стелющейся (*Agrostis stolonifera*), болотницы болотной (*Eleocharis palustris*), хвоща топяного (*Equisetum fluviatile*) и рдеста пронзеннолистного (*Potamogeton perfoliatus*).

В апреле 2021 г. (перед половодьем) на профиле была проведена нивелировка: через каждые 2 м забиты колышки для обозначения учетных площадок (УП), на которых планировалось определение мощности наилка, измерение высоты и продолжительности затопления. Дополнительно в 2021 и 2022 гг. (на УП19, УП12, УП6, УП0, УП-6, УП-9, УП-12, УП-17) пробурено восемь скважин для измерения уровня грунтовых под (в двух скважинах установлены дайверы – датчики уровней воды). Рядом с ними установлены седиментационные ловушки, позволяющие более точно оценить мощность наилка [7].

Замеры уровней воды на профиле проводились круглогодично, в бесснежный период в основном с периодичностью 5–10 дней, в зимний период, а также в половодье срок удлинялся до 30 дней. Выполненные измерения были сопоставлены с данными Сургутского гидропоста; подобное сопоставление позволяет экстраполировать с него информацию при отсутствии полевых данных. По результатам сравнения определено положение отметок на профиле относительно нулевой отметки Сургутского гидропоста. Также были проведены эксперименты по оценке скорости фильтрации грунтовых вод в скважинах путем их заполнения водой и замеров скорости падения водяного столба. Ниже приведены некоторые предварительные результаты исследования 2022 г.

Важнейшим этапом экологических исследований является оценка состояния биоты при воздействии факторов среды. Для этой цели на метровых площадках при УП выполнялось описание фитоценозов, для оценки прироста надземной фитомассы (НФМ) проводились укосы травостоя в период ее максимального нарастания (в 2022 г. – также в половодье). Результаты обработки данных по биотическому компоненту планируется представить в отдельной публикации.

Для анализа выбран 2022 г. в связи с большей полнотой полученных данных. Этот год оказался маловодным – максимум по Сургутскому гидропосту составил 636 см (на 45 см ниже среднемноголетних значений). Низкое половодье повлияло на отложение свежего аллювия (небольшая мощность) и развитие растительных сообществ (на вершине гривы растения могли развиваться в пик затопления без паузы). В таблице даны предварительные результаты измерений, усредненные по отрезкам, соответствующим растительным сообществам и типам поверхностей. Ниже представлена краткая характеристика экологических факторов по обозначенным отрезкам, отражающая условия развития фитоценозов в прирусловой зоне.

Обширный прибрежный участок прируслового вала (УП25–УП8) практически лишен растительности (ее общее проективное покрытие не превышало 1 %). Для прибрежной песчаной отмели

Основные параметры экологических факторов

Сообщество (поверхность)	Вода	Отмель сырая	Отмель сухая	Хвоща полевого	Полевицы	Болотницы	Хвоща топяного	Рдеста
Учетная площадка (УП)*	25–23	22–20	19–8	7–2	1…–4	–5…–7	–8…–16	–17
Протяженность, м	5	4	26	12	13	5	18	2
Затопление максимальное, см	447	408	295	97	33	171	246	272
Затопление, дни	212	96	81	47	27	63	106	156
Уровень воды в межень (6 августа), см	16	–19	–122	–286	–325	–146	–2	28
Падение уровня воды с максимума к межени, см	431	427	417	383	358	317	248	244
Высота над урезом воды в протоке в межень (6 августа), см	22	25	36	71	95	134	205	209
Иловый чехол, см**	0	0	0	2	14	52	~100	~100
Наилок 2022 г., мм	нет данных***			4	1	1	0	0

Примечание. * – нумерация ведется от вершины гривы (УП0): в сторону протоки УП0-УП25, в противоположном направлении – со знаком «минус» (УП0–УП-18). ** – для сообщества болотницы данные получены в разрезе (УП-6), для сообществ хвоща топяного (УП-12) и рдеста (УП-17) – с помощью бура. *** – прямыми замерами оценить мощность наилка в 2022 г. не удалось, т.к. седиментационные ловушки смыло водным потоком.

характерно практически полное отсутствие иловых отложений и наиболее сильные колебания поверхностных и грунтовых вод (зафиксировано падение уровня воды с пика затопления к межени на 434–396 см), которые, наряду со слабой водоудерживающей способностью и бедностью песчаных отложений, препятствуют развитию растений.

Участок ближе к вершине гривы, обращенный к протоке (УП7–УП2), занят хвощом полевым. Здесь отмечен тонкий слой ила (до 5 см), позволяющий закрепиться растениям, несмотря на сильные перепады поверхностных и грунтовых вод в летний период и их глубокое залегание во второй половине лета. Свежий наилок (в среднем 4 мм), очевидно, не препятствовал развитию растений. Затопление поверхности на большую глубину (до 179 см) вызывает паузу в развитии растений.

На плоской вершине гривы, покрытой полевицей стелющейся (в центральной части прируслового вала), мощность ила возрастает до 10–16 см. Между тем наилок в 2022 г. составлял 1 мм. Затопление на небольшую глубину в пик половодья (13–73 см) позволило развиваться растениям в течение всего вегетационного периода. К межени уровень грунтовых вод упал до 273–357 см, вызывая дефицит влаги во второй половине лета.

За полевицевым сообществом, на тыльной стороне прируслового вала, отмечена узкая полоса с болотницей болотной. Здесь иловый чехол превышал 50 см, позволяя сохранять влагу при падении грунтовых вод. В пик половодья сообщество практически не развивалось, т.к. было затоплено на значительную глубину (129–212 см). Грунтовые воды продолжительное время оставались у поверхности и глубоко опустились лишь к концу вегетационного периода.

Широкая полоса хвоща топяного за прирусловым валом почти полностью покрывает межгривное понижение. Для него характерно стояние воды у поверхности практически в течение всего вегетационного периода благодаря мощному слою ила (до 100 см), препятствующему просачиванию воды, а также подтоку ее с окружающих грив и верхней части ложбины стока. Повышенное увлажнение благоприятствует развитию травостоя во вторую половину вегетационного периода. В первой половине лета сообщество практически не развивается (затоплено на 217–268 см).

На УП-17 зафиксирована узкая полоса, покрытая водой в течение всего вегетационного периода, занятая типичными гидрофитами с доминированием рдеста пронзеннолистного. Вода здесь ушла лишь в начале октября.

Таким образом, организация наблюдений на профиле в прирусловой зоне поймы Оби позволила выявить ряд закономерностей, отражающих специфику развития растительных сообществ на фоне воздействия экологических факторов. При движении от берега протоки к межгривному понижению происходит уменьшение перепада поверхностных и грунтовых вод, изменение состава аллювия, закономерная смена растительных сообществ, типичных для прирусловой зоны поймы Оби. Дальнейшая обработка данных предусматривает оценку влияния факторов на функционирование фитоценозов.

1. Барышников М.К. Луга Оби и Иртыша Тобольского Севера (отчет экспедиции Б. Тобольского окружного отдела землеустройства и Уральского отделения Госземтреста). М.: Госземобъединение, 1933. 95 с.

2. Ильина И.С. Растительность речных долин // Растительный покров Западно-Сибирской равнины / Ред. В.В. Воробьев, А.В. Белов. Новосибирск: Наука, 1985. С. 177–210.

3. Петров И.Б. Обь-Иртышская пойма (типизация и качественная оценка земель). Новосибирск: Наука, 1979. 136 с.

4. Таран Г.С., Тюрин В.Н. Очерк растительности поймы Оби у города Сургута // Биологические ресурсы и природопользование: Сборник научных трудов. Вып. 9. Сургут, 2006. С. 3–54.

5. Тюрин В.Н. Продуктивность травяных сообществ поймы реки Обь в районе Сургута // Биологические ресурсы и природопользование: Сборник научных трудов. Вып. 3. Нижневартовск: Изд-во Нижневартовского педагогического института, 2000. С. 52–64.

6. Тюрин В.Н., Муркина П.Д., Масловская О.В. Сезонная динамика поверхностных и грунтовых вод в центральной части поймы Оби (по наблюдениям с профиля в окрестностях Сургута) // Климатические изменения и сезонная динамика ландшафтов: Материалы всероссийской научно-практической конференции (22–24 апреля 2021 г.). Екатеринбург, 2021. С. 104–110.

7. Воробьев А.Ю., Кривцов В.А., Кадыров А.С. Современная динамика накопления и состав аллювия прирусловой поймы реки Оки // Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки. 2021. Т. 163. Кн. 4. С. 603–625. DOI:10.26907/2542-064X.2021.4.603-625.

МОНИТОРИНГ СКОРОСТИ ПЛОСКОСТНОЙ И РУЧЕЙКОВОЙ ЭРОЗИИ (УРОЧИЩЕ ГИТЧЕ-ГИЖГИТ, КАБАРДИНО-БАЛКАРИЯ)

С.В. Харченко

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, xar4enkkoff@yandex.ru

Институт географии РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. Приводятся результаты 2-летних наблюдений (4 временных среза, 3 интервала) за поверхностью участка склона Скалистого хребта Большого Кавказа, на котором активно развиваются процессы плоскостного смыва и линейной ручейковой эрозии. Оценки скорости эрозии получены по результатам высокодетальной аэрофотосъемки с БПЛА и приведены за вычетом слоя неопределенности (± двукратное значение ошибки взаимной привязки разновременных ЦМР по высоте). Установлен пульсационный характер денудации/аккумуляции на участке с направленным трендом на понижение поверхности со скоростью (преобладания сноса над аккумуляцией) 0.1–2.4 см / год при среднем за два года значении 1.15 см / год. Эта величина сопоставима с измерениями

плоскостного смыва в других регионах мира с более или менее сходными геоморфологическими и климатическими условиями.

Ключевые слова: эрозия; скорость; БПЛА; Кавказ

THE MONITORING OF SHIELD AND RILL EROSION RATES (GITCHE-GIZHGIT CASE, KABARDINO-BALKARIYA)

S.V. Kharchenko

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. We present the results of 2-year observations (4 time slices, 3 intervals) of the slope surface in the Rocky Ridge (Greater Caucasus), where the processes of shield and rill erosion are actively developing. Estimates of erosion rates were obtained from highly detailed UAV aerial surveys and given after reduction a layer of uncertainty (± twice the error value of georeferencing of multi-temporal DEMs by elevation). A pulsational character of denudation/accumulation was found in the area with a downward trend of the surface with rates (predominance of denudation over accumulation) of 0.1–2.4 cm/year at a 2-year average of 1.15 cm/year. This value is comparable with measurements of such processes in other regions of the world with more or less similar geomorphological and climatic conditions.

Keywords: erosion; rate; UAV; Caucasus

С 2020 г. ведется наблюдение за развитием форм эрозионного рельефа на небольшом склоновом стационаре, расположенном на южном склоне Скалистого хребта Большого Кавказа, в нескольких километрах к северу от г. Тырныауза. Цель мониторинга – установление текущих характерных значений локальной денудации в очагах развития различных экзогенных процессов на водосборе пруда-отстойника Тырныаузского горно-металлургического комбината, вернее – одного, меньшего из двух прудов, Гитче-Гижгит (больший – Уллу-Гижгит). В списке объектов, которые наблюдаются, – камнепадно-осыпной левой борт одного из овражков, коренной борт главной долины Гитче-Гижгит с развитием ячеистого выветривания песчаников, а также – участок развития эрозионных процессов. Результаты изучения последнего представлены в данной статье. Кроме перечисленных процессов, на водосборе активен крип, редки, но встречаются оплывные и оползневые процессы, есть следы небольших селей.

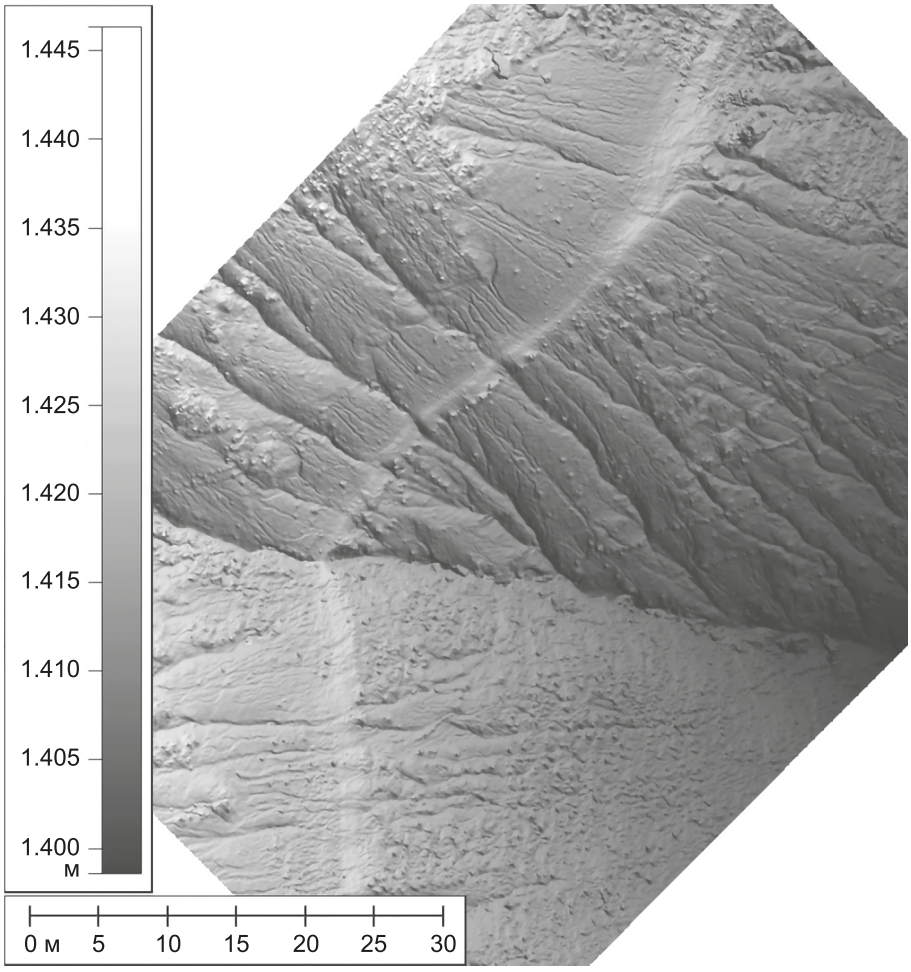
Координаты центра участка – 43.4726° с.ш., 42.9968° в.д. Рассматриваемый участок находится на высотах 1400–1500 м н.у.м. (рисунок), на нем практически отсутствует любая растительность, близко к поверхности залегают коренные породы, преимущественно известняки, доломиты, перекрытые на большей части тонким (десятки сантиметров – первые метры) чехлом рыхлообломочных продуктов выветривания и сноса с вышележащей части склона. Установление «точечных» скоростей эрозии имеет своей целью получение данных о динамике поверхности на водосборе для использования их в моделях денудации всей его площади. Однако специфика участка (малочисленность потенциальных «твердых» точек для геодезической привязки, труднодоступность и отсутствие связи для работы в RTK) обусловливают некоторую методическую нестандартность мониторинга рельефа здесь.

Съемка рельефа участка проводилась четырежды: июль 2020 г., май и июль 2021 г., а также июль 2022 г. Способ – аэрофотосъемка с низких эшелонов (20–35 м) для получения ЦМР и ортофотоплана субсантиметрового разрешения. В разных случаях использовались БПЛА Mavic Pro или Phantom 4 Pro v.2. Корегистрация разновременных ЦМР осуществлялась авторским методом, направленным на автоматизированный поиск по возможности равномерно разбросанных по площади твердых

точек или площадок. Сущность метода в данной работе раскрыть не представляется возможным, однако приводится оценка итоговой ошибки корегистрации, полученная на независимом наборе твердых точек. Кроме того, все оценки площадей эрозионных и аккумулятивных процессов, слоя рыхлообломочного материала, затронутого ими, а также объемов перемещенного вещества сразу приводятся за вычетом слоя неопределенности, т.е. учитываются только наиболее существенные изменения поверхности, лежащие за пределами погрешности съемки рельефа и взаимной привязки ЦМР.

При том, что в целом поверхность участка направленно понижается, в границах съемки как наблюдаются ареалы денудации, так и возникают временные аккумулятивные коллекторы. К примеру, за первый период наблюдений (07.2020 г. – 05.2021 г.) на участке общей площадью порядка 1400 м^2 (площадь перекрытия двух съемок) объем эродированного и вынесенного с участка материала на 7 м^3 превышает объем привнесенных наносов (таблица). Но локально максимальные мощности аккумуляции характерны для промоин, которые к концу периода оказались заполнены рыхлообломочным материалом, их глубина уменьшилась в среднем на 5–15 см, а склоны были выположены. Т.е. несмотря на общий тренд на понижение, интенсивность эрозии за период не была достаточно велика, чтобы ранее участки с преобладанием денудации (промоины, водосборные потяжины) оставались такими же или хотя бы сохраняли транзитную, а не аккумулятивную функцию.

В другие периоды явно активизируется эрозионная деятельность, углубляются промоины, часто расширяются их днища. В целом, развитие рассматриваемого участка поверхности имеет пульсационный характер – заполнение локальных ловушек на склоне, в т.ч. в тальвегах, сменяется периодами углубления и отступания вершин эрозионных форм.



Рельеф (отмывка) участка мониторинга плоскостной и ручейковой эрозии.

Динамика эрозионно-аккумулятивных процессов за два года на участке склона Скалистого хребта

Период	Время, мес.	Верт. ош., см	Эрозия				Аккумуляция			
			S, м^2	D_{max}, см	D_{av}, см*	V, v^3	S, м^2	D_{max}, см	D_{av}, см	V, v^3
07.2020 – 05.2021	10	2.3	203	–69	–7.5/–2.3	–30.5	202	51	5.7/1.7	23.2
05.2021 – 07.2021	2	5.4	206	–86	–14.7/–2.5	–58.2	190	72	12.6/2.1	49.9
07.2021 – 07.2022	12	3.6	453	–67	–9.7/–3.5	–91	477	59	9.5/3.4	88.5
Всего	24	0.9	610	–82	–7/–4.6	–79.3	520	33	3.5/2.3	40

Примечание. * – слой сноса или аккумуляции на площади с изменениями отметок высот / слой сноса или аккумуляции, распределенный на всю площадь участка (включая стабильные в данном временном срезе поверхности).

При средней крутизне поверхности на участке 36° преобладание объемов смыва над аккумуляцией равносильно слою понижения поверхности 2.3 см за период наблюдений или 1.15 см/год сверх погрешности взаимной высотной привязки разновременных ЦМР. При этом в отдельные интервалы скорость понижения поверхности участка в целом колеблется от 0.1 до 2.4 см/год. При этом, как было сказано выше, одна и та же позиция может поочередно быть как денудационной, так и аккумулятивной.

В работе Л.Б. Леопольда и В.В. Эммета для территории Западного Мэриленда (восточные склоны Аппалачей) для склона крутизной 35° получены осредненные за 10 лет скорости плоскостного смыва – 1.1 см/год [1]. А.И. Козловой на обнаженных склонах аридной зоны – плато Кызбельтау в Казахстане – при существенной меньшей крутизне (7–14°) установлены сопоставимые и даже большие скорости смыва (0–3 см/год) [2]. В другой работе, посвященной склонам гор в аридной зоне [3], показаны в 2–3 раза меньшие скорости, нежели зарегистрированы авторами. В то же время годовое количество осадков здесь эквивалентно количеству осадков за два летних месяца (середина мая – середина июля – второй временной интервал) на рассматриваемом участке, что не может не сказаться на рассматриваемых нами темпах эрозии. Строго говоря, полученные скорости довольно высоки и связаны, очевидно, с большой крутизной как поверхности участка, так и вышележащего водосбора, а также с почти полным отсутствием растительности. Так, при закреплении верхнего слоя почв только корнями деревьев (практически без травянистой растительности) скорости плоскостного смыва достигают в 3–5 раз меньших значений, что показано, например, в [4]. В массе публикаций оцененные скорости плоскостного смыва на порядок или даже два порядка меньше, однако часто это связано с методикой оценки – когда скорости эрозии оцениваются по коррелятным аккумулятивным телам ниже по склону.

В нашем примере большая доля мобилизованного материала задерживается прямо в границах участка (от 50 до >95 %), наверняка немалая часть задерживается ниже по склону (съемкой покрыт не весь склон до тальвега ближайшего оврага); следовательно, можно заключить, что точечные оценки скорости эрозии и усредненные для малых водосборов или полной длины склона будут отличаться многократно. В этой связи следует четко различать, какая конкретно денудация оценивается, точечная, локальная (в пределах элементарной морфодинамической единицы – склон) или региональная. Разумеется, явления плоскостного смыва и ручейкового размыва – многофакторные, однако выявленные значения, видимо, характеризуют порядок скорости для склонов, находящихся в аналогичных геоморфологических, климатических и ландшафтных условиях. Точечные значения скорости могут быть использованы при моделировании денудации на малых водосборах в целом путем морфодинамического картографирования (ареалы различных экзогенных процессов с присвоенными им средними скоростями точечной денудации) с поправкой на коэффициент доставки наносов.

Работа выполнена за счет гранта РНФ № 19-17-00181.

1. Борсук О.А., Спасская И.И., Тимофеев Д.А. Геоморфология. Т. 5: Вопросы динамической геоморфологии. М.: ВИНИТИ АН СССР, 1977. 151 с.

2. Козлова А.Е. Количественная оценка процессов плоскостного смыва на склонах в аридной зоне Тургайского прогиба (на примере плато Кызбельтау) // Геоморфология. 1977. № 2. С. 70–79.

3. Переслегина Р.Е., Тагиев С.Т. Количественная оценка плоскостного сноса на склонах предгорий Центрального Копетдага (на примере Ашхабадского полигона) // Геоморфология. 1984. № 1. С. 74–79.

4. Bodoque J.M., Díez-Herrero A., Martín-Duque J.F., Rubiales J.M., Godfrey A., Pedraza J., Carrasco R.M., Sanz M.A. Sheet erosion rates determined by using dendrogeomorphological analysis of exposed tree roots: Two examples from Central Spain // Catena. 2005. Vol. 64. Iss. 1. P. 81–102. DOI:10.1016/j.catena.2005.08.002.

СТРОЕНИЕ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ СЕРИИ ЗАПАДНОГО КРЫМА (ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗРЕЗА АЛЬМА-ПЕСЧАНОЕ)

М.В. Хмелева[1], П.Г. Панин[1], П.Д. Фролов[2], А.С. Тесаков[2], А.В. Бухонов[3]

[1] Институт географии РАН, г. Москва, Россия, khmeleva@igras.ru

[2] Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

[3] Федеральный научный центр гигиены им. Ф.Ф. Эрисмана, Роспотребнадзор, г. Мытищи, Россия

Аннотация. В статье рассматривается лёссово-почвенная серия разреза Альма-Песчаное, обследованная на западе полуострова Крым. По результатам подробного морфологического описания, данных магнитной восприимчивости и гранулометрического анализа выделено 28 уровней межледниковых (красноцветных почв) и интерстадиальных палеопочв. По данным палеофаунистического анализа возраст нижней части разреза определяется не моложе раннего плиоцена (Zanclean). Установлено, что палеопочвы межледниковий характеризуются полигенетичностью. Во время формирования педокомплексов лёссово-почвенной серии климат многократно изменялся от длительных жарких влажных условий межледниковий до умеренных аридных условий интерстадиалов.

Ключевые слова: красные почвы; морфология почв; педокомплекс; плиоцен

THE STRUCTURE OF THE LOESS-PALEOSOL SEQUENCE OF THE WESTERN CRIMEA (ACCORDING TO THE INVISTIGATION OF THE ALMA-PECHANOE SECTION)

M.V. Khmeleva[1], P.G. Panin[1], P.D. Frolov[2], A.S. Tesakov[2], A.V. Bukhonov[3]

[1] Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[2] Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[3] Erisman Federal Research Center of Hygiene, Federal Supervision Agency for Customer Protection and Human Welfare, Mytishchi, Russia

Abstract. The article considers the loess-paleosol sequence of the Alma-Peschanoe section, surveyed in the western part of the Crimean Peninsula. Based on the results of a detailed morphological description, magnetic susceptibility data, and granulometric analysis, 28 levels of interglacial (red-colored soils)

and interstadial paleosols were identified. According to paleofaunal analysis, the age of the lower part of the Alma-Peschanoe section is determined to be no younger than the Early Pliocene (Zanclean). It has been established that interglacial paleosols are polygenetic. During the formation of pedocomplexes of the loess-paleosol sequence, the climate in the study area repeatedly changed from long periods with hot and humid conditions of the interglacial to moderately arid conditions of the interstadial stages.

Keywords: red soils; soil morphology; paleosol complex; Pliocene

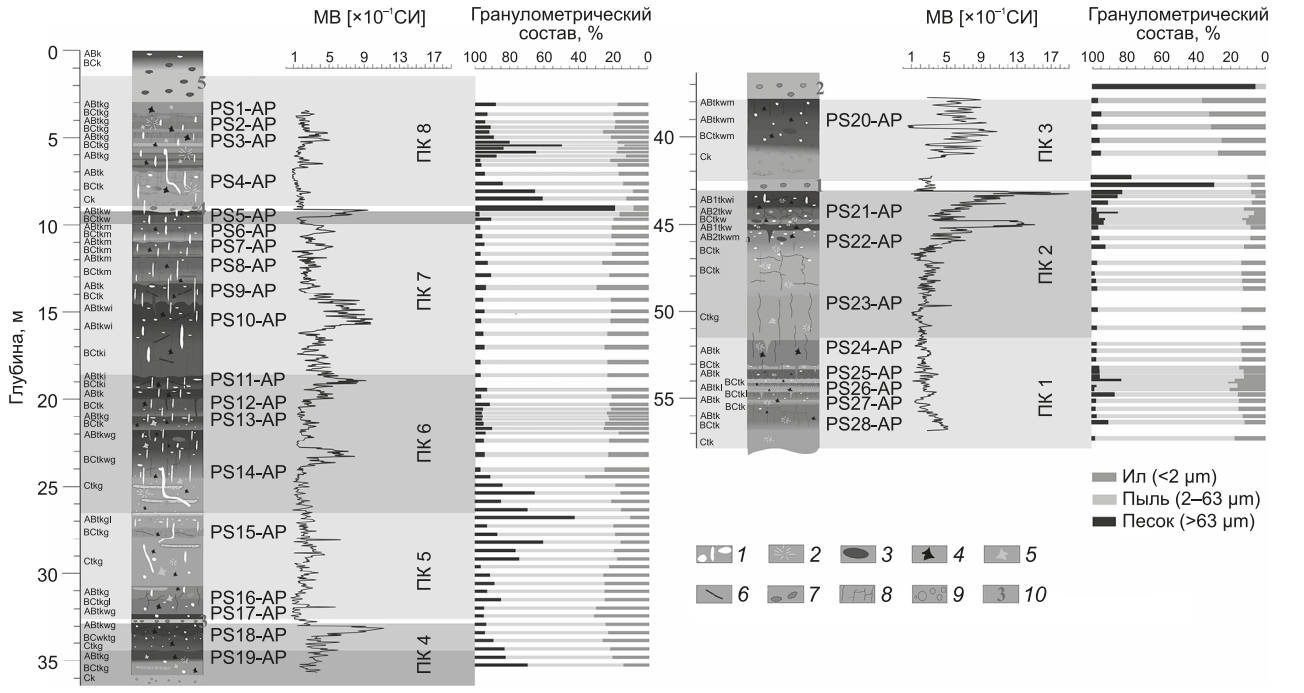
Лёссово-почвенные (ЛПС) серии повсеместно рассматриваются как наиболее полный субаэральный архив климатических изменений в плиоцене и плейстоцене. Морфологические признаки и свойства палеопочв отражают региональные и локальные особенности условий формирования почвенного покрова и их изменения во времени, что имеет большое значение для реконструкций ландшафтно-климатических условий прошлых эпох [1, 2]. Представления о ЛПС Крыма отражены в работах, выполненных в основном в середине XX в. [3–7], на сегодняшний день такие исследования единичны [8–11 и др.]. На территории полуострова Крым ЛПС являются основой для составления стратиграфической схемы плиоцен-плейстоценового периода [4, 5]. Данная схема достаточно подробно описывает строение почвенных свит и основные особенности палеопочв, М.Ф. Веклич с соавторами выделили почвы начальной, оптимальной и заключительной стадии, тем самым включили в отдельные этапы до шести палеопочв, а палинологические данные уточнили представления о климате плиоцен-плейстоцена [9, 12]. Однако вопрос генезиса плиоценовых палеопочв и их типов остается дискуссионным и требует дальнейших исследований.

Целью работы является исследование палеопочв в ЛПС разреза Альма-Песчаное и реконструкция условий их формирования на основе комплекса анализов. В настоящей статье приводятся данные о палеопочвах исследуемой ЛПС: их морфологическом строении [13], магнитной восприимчивости (МВ), измеренной на ПИМВ каждые 4 см, гранулометрическом составе (анализ выполнен на лазерном дифрактометре Malvern Mastersizer 3000). Для уточнения возраста были отобраны образцы из песчано-гравийно-галечниковых слоев на палеофаунистический анализ. Дополнительно были отобраны образцы на микроморфологический анализ и морфоскопию кварцевых зерен, химические анализы. Основные результаты будут опубликованы позднее.

Объект исследования разрез Альма-Песчаное (44°50'19.4" с.ш.; 33°36'46.3" в.д.) расположен на западе полуострова Крым, на территории Альминской впадины. Строение ЛПС изучено в обрыве левого берега р. Альма, около с. Песчаное Бахчисарайского района. Наподобие четвертичных педокомплексов Восточно-Европейской равнины [2] в отложениях разреза Альма-Песчаное авторы выделили межледниковые и интерстадиальные палеопочвы и объединили их в педокомплексы (ПК), завершает ЛПС гравелисто-галечниковый слой мощностью до 3.5 м, покрытый маломощной эродированной современной почвой (рисунок). Современный почвенный покров в районе исследования представлен освоенными коричневыми почвами Calcic Cambisols [14, 15].

ПК 1 состоит из пяти палеопочв: PS28-AP по PS24-AP (номер палеопочвы 28, 24 и т.д., PS – paleosol, AP – Alma-Peschanoe). Интерстадиальные палеопочвы PS28-AP – PS24-AP маломощные (размеры от 30 до 50 см), характеризуются буровато-палевым цветом, трещиноватостью, частым переслаиванием горизонтов, Fe-Mn примазками, карбонатными конкрециями. Палеопочвы хорошо переработаны корнеходами. PS24-AP – мощная интерстадиальная почва, представляет собой лёсс с признаками почвообразования и слабой дифференциацией горизонтов. МВ в горизонтах ABtk составляет $3.5–4 \cdot 10^{-4}$ СИ, к горизонтам BCtk снижается.

ПК 2 состоит из трех межледниковых палеопочв. Палеопочва PS23-AP мощная (2.5 м), трещиноватая, темно-палевая, встречаются палеокоренеходы, единичная кротовина (7·10 см), МВ ($3.5 \cdot 10^{-4}$ – $4.5 \cdot 10^{-4}$ СИ). Межледниковые палеопочвы PS22-AP и PS21-AP завершают ПК 2. Здесь МВ резко возрастает в горизонтах ABtkwi PS21-AS до $15.5 \cdot 10^{-4}$ СИ и в ABtkw PS22-AP до $19 \cdot 10^{-4}$ СИ, эти значения максимальны в ЛПС разреза Альма-Песчаное. Палеопочва PS22-AP красная с крупными карбонатными конкрециями в гумусовом горизонте. Горизонт AB2tkwm сцементирован карбонатными



Лёссово-почвенная серия разреза Альма-Песчаное.

1 – карбонатные конкреции; *2* – карбонатный мицелий; *3* – кротовины; *4* – Fe-Mn примазки и кутаны; *5* – пятна оглеения; *6* – сликенсайды; *7* – включения гравия и гальки; *8* – трещины; *9* – включения песка и песчаные линзы; *10* – нумерация песчано-гравийных слоев. Горизонты обозначены в соответствии с FAO [16].

конкрециями. PS21-AP ярко-красная с редкими новообразованиями карбонатов и ризолитами, сликенсайдами, Fe-Mn пленками на крупных структурных отдельностях. Эти межледниковые палеопочвы сохраняют в себе признаки нескольких почвенных типов. Палеопочва PS21-AP срезана песчано-гравийным слоем № 1, выше которого залегает лёссовый горизонт. По данным палеофаунистического анализа в песчано-гравийном слое обнаружены раковины слизняков надсемейства Limacoidea, макушка гастроподы семейства Clausiliidae indet, Gastropoda indet., большое количество *Nummulites,* обнаружен единичный зуб мелкой мыши рода *Micromys* cf. *Bendae*. Слой предварительно можно датировать нижним плиоценом (Zanclean).

ПК 3 представлен одной мощной межледниковой палеопочвой красного цвета, пропитанной карбонатным материалом, залегающей на лёссовом горизонте Ck. Палеопочва PS20-AP характеризуется буровато-красной окраской, трещиноватостью гумусового горизонта, новообразованиями Fe-Mn примазок и пленками иллювиирования, профиль уплотнен мелкими карбонатными конкрециями. В горизонте BCtkwm количество конкреций увеличивается. Значения МВ в горизонте ABtkwm $9.5 \cdot 10^{-4}$ СИ. Палеопочву PS20-AP аналогично ПК 2 срезает мощный песчано-гравийный слой № 2. Палеофаунистический анализ показал наличие раковин слизняков надсемейства Limacoidea, Gastropoda indet, *Nummulites*.

Специфичный ПК 4 залегает на слое № 2 и представляет комплекс из двух палеопочв: интерстадиальной бурой PS19-AP и мощной (до 1.5 м) красноцветной межледниковой PS18-AP. Палеопочва PS19-AP буровато-палевая, окарбоначена, с редкими пятнами оглеения и пленками иллювиирования. Палеопочва PS18-AP буровато-красная, разбита вертикальными и горизонтальными трещинами, конкреции карбонатов, сликенсайды и Fe-Mn пленки по граням структуры. Значения МВ $11.5 \cdot 10^{-4}$ СИ в горизонте ABtkwg PS18-AP. Данная палеопочва несколько схожа по строению с PS21-AP. Вероятно, в данном педокомплексе формировалось еще несколько интерстадиальных почв над PS19-AP, однако они были эродированы. ПК 4 перекрыт песчано-гравийным слоем № 3, который срезает поверхностные горизонты палеопочвы PS18-AP. В слое № 3 найдены *Pomatias sp*. (operculum), раковины слизняков надсемейства Limacoidea, Gastropoda indet., *Nummulites*.

ПК 5 начинается с красновато-палево-бурой маломощной эродированной палеопочвы PS17-AP. В профиле она частично залегает на слое № 3, МВ составляет около $3.5 \cdot 10^{-4}$ СИ. Выше залегает интерстадиальная буровато-палевая PS16-AP с включениями гравия. Она регистрируется в профиле по пикам МВ $3–4 \cdot 10^{-4}$ СИ некоторым потемнением, оструктуриванием почвенной массы с признаками почвообразования: оглеением, Fe-Mn примазками, кротовинами. Мощная интерстадиальная PS15-AP представлена переслаиванием лёссового материала, линз и горизонтов супесчаного материала. Значения МВ варьируются от 1 до $3.3 \cdot 10^{-4}$ СИ. Палеопочву пробивают длинные карбонатные палеокорнеходы (ризолиты).

ПК 6 включает четыре палеопочвы PS14-AP – PS11-AP и начинается с красновато-бурой хорошо развитой межледниковой PS14-AP с кротовинами, Fe-Mn кутанами, карбонатами и частыми ризолитами. Значения МВ высокие, в средней части профиля доходят до $7.5 \cdot 10^{-4}$ СИ. Выше залегает серия интерстадиальных буровато-красных палеопочв PS13-AP – PS11-AP. Палеопочва PS13-AP выражена по цвету и МВ (не более $3.5 \cdot 10^{-4}$). На этом уровне количество и длина ризолитов возрастает. В палеопочве PS12-AP из горизонта ABtk выходят затеки. Почвы сильно растресканы, окарбоначены, с Fe-Mn примазками. На уровне PS11-AP выделяются сликенсайды, МВ составляет порядка $9.5 \cdot 10^{-4}$ СИ в гумусовом горизонте. По нашим предположениям данная палеопочва является стадией образования вышележащей палеопочвы продолжительного межледниковья PS10-AP.

ПК 7 состоит из пяти палеопочв PS10-AP – PS6-AP. Красноцветная палеопочва PS10-AP является одной из самых мощных в рассматриваемой ЛПС Альма-Песчаное. Она характеризуется высокими значениями МВ – $10.5 \cdot 10^{-4}$ СИ, буровато-красной окраской, мощными сликенсайдами и крупными Fe-Mn кутанами, глубокими ризолитами, пронизывающими всю почвенную толщу. Вышележащая палеопочва PS9-AP, затухающая стадия PS10-AP, характеризуется палево-бурой окраской с красноватым оттенком, МВ в ней возрастает книзу от $3.9 \cdot 10^{-4}$ СИ в горизонте ABtk до $8.5 \cdot 10^{-4}$ СИ в горизонте BCtk. Морфологические признаки схожи с нижележащей почвой, однако менее выражены. Выше залегает серия морфологически схожих между собой палево-бурых PS8-AP – PS6-AP. Палеопочвы данной серии с Fe-Mn примазками, сцементированы карбонатами, растресканы, значения МВ гумусовых горизонтов ABkmt до $5–5.5 \cdot 10^{-4}$ СИ. Следующий педокомплекс эродирован и включает лишь красноцветную межледниковую палеопочву PS5-AP, ее поверхностные горизонты срезаны песчано-гравийным слоем № 4. Палеопочва характеризуется столбчатой структурой, обильными глинистыми и Fe-Mn кутанами, есть признаки оглеения, в нее проникают ризолиты из ПК 8. ПК 8 залегает на песчано-гравийном слое № 4. Палеофаунистический анализ из этого слоя и вышележащего опесчаненного слоя показал наличие фораминифер рода *Nummulites*, раковин *Parmacella*, Limacoidea.

ПК 8 включает четыре светло- и темно-палевые интерстадиальные палеопочвы PS4-AP– PS1-AP. Палеопочва PS4-AP светло-палевая, мощный горизонт Atkg представлен более гумуссированным и менее гумуссированными прослоями (МВ до $4.5 \cdot 10^{-4}$ СИ), горизонт ABtk слитизирован карбонатами (МВ до $1 \cdot 10^{-4}$ СИ), горизонт BCtk представляет собой переработанный переход от лёсса к супеси с признаками почвообразования и прослоями ожелезнения. Палеопочвы PS1-AP – PS3-AP буровато-палевые, маломощные слаборазвитые с карбонатами в виде конкреций и ризолитов, редкими пятнами оглеения и Fe-Mn примазками. Максимальные значения МВ в гумусовых горизонтах PS1-AP – $3.3 \cdot 10^{-4}$ СИ, PS2-AP – $2.6 \cdot 10^{-4}$ СИ, PS3-AP – $5.5 \cdot 10^{-4}$ СИ. В горизонтах BCtkg палеопочв морфологически выделены опесчаненные линзы. Особенностями ПК 8 являются ризолиты, исходящие из песчано-гравийно-галечникового слоя № 5, пронизывающие весь педокомплекс и пробивающие нижний песчано-гравийный слой. Верх разреза перекрыт мощным песчано-гравийно-галечниковым слоем № 5. В слое обнаружены раковины слизняков надсемейства Limacoidea, Gastropoda indet., *Nummulites*.

По данным гранулометрического анализа в разрезе преобладает фракция пыли (2–63μm), что указывает на лёссовый характер почвообразующих пород. В интерстадиальных палеопочвах в ПК8, ПК5, ПК 4 наблюдается высокий процент содержания фракции песка (>63 μm), предположительно это связано, с одной стороны, с процессами ближнего переноса материала, с другой – со слабой

активностью почвообразовательного процесса. По данным морфологии и магнитной восприимчивости в разрезе Альма-Песчаное наибольшие значения МВ приурочены к межледниковым палео- и интерстадиальным почвам (PS5-AP, PS10-AP, PS14-AP, PS18-AP, PS20-AP, PS21-AP, PS22-AP), относительно низкие значения МВ приурочены к интерстадиальным почвам. ПК 1 и ПК 2 характеризуются переходом от интерстадиальных слаборазвитых палеопочв теплого сухого климата (возможными аналогами являются Cambisols и Calcisols) к серии полигенетичных красноцветных межледниковых палеопочв субтропиков PS21-AP-PS22-AP, предположительно Calcic Nitisols (Cutanic, Ferric). Но на основании полученных нами данных наблюдается тенденция к уменьшению теплообеспеченности, активизируются эрозионные процессы, привносившие песчано-гравийные отложения. ПК 3 представлен одной полноразвитой красно-коричневой выщелоченной почвой PS20-AP (Calcic Nitisols), которая также подверглась эрозионному влиянию: над ней формируется гравийно-песчаный слой. На следующем этапе активизируется процесс активного лёссонакопления. Во время формирования ПК 4 температурный режим и увлажнение возрастают, формируется интерстадиальная бурая палеопочва (Luvic Lixisols), затем красноцветная палеопочва (Nitisols). Далее начинается период с обильными осадками и формируется песчано-гравийный слой. Над ним формируется эродированная межледниковая и интерстадиальная палево-бурая (Gleyic Calcisols) и мощная, возможно, аллювиальная палеопочва (предположительно Fluvisols). Во время формирования межледниковой палеопочвы PS14-AP (Cambisols) климатические условия изменяются в сторону снижения температуры и влагообеспеченности. Однако такие условия были достаточно длительными, и нередко режим увлажнения носил асинхронный характер. В это время формируется серия красно-коричневых почв PS13-AP – PS11-AP, аналогами которых, возможно, являлись Vertic Calcic Nitisols. ПК 7 начинается с мощной межледниковой PS10-AP Ferric Calcic Nitisols и заключительной стадии PS9-AP – Ferric Vertic Cambisols и продолжается серией сцементированных интерстадиальных морфологически схожих полнопрофильных палеопочв полузасушливого климата – Calcisols. Завершается педокомплекс эродированной красноцветной палеопочвой более влажного климата Calcic Nitisols, срезанной песчано-гравийным материалом. Над PS5-AP формировалось еще несколько интерстадиальных почв, но из-за эрозии они были утрачены. ПК 8 характеризуется серией маломощных палеопочв сухого, умеренного климата Gleyic Calcisols, схожих с условиями плейстоцена, влагообеспеченность была невысокая, усилилась аридизация, такой вывод сделан по морфологически выделяемым карбонатным палеокорням, пронизывающим весь педокомплекс до ПК 7. Таким образом, на основании полученных данных прослеживается климатическая тенденция изменения условий формирования палеопочв от ПК 1, предположительно датированного ранним плиоценом (Zanclean), к ПК 8 (не ранее Gelasian). За период формирования ЛПС разреза Альма-Песчаное в плиоцене происходило многократное изменение климатических условий. Этапы активного длительного почвообразования в жаркие и влажные периоды межледниковий сменялись этапами менее активного интерстадиального почвообразования в умеренных засушливых условиях и условиях кратковременных потеплений. Почвообразование прерывалось экзогенными процессами привноса песчано-гравелистого материала. Формирование межледниковых полигенетичных почв указывает на многократное изменение условий функционирования палеопочв в отдельных этапах.

Исследование выполнено по государственному заданию Института географии РАН FMGE-2019-0005 и при поддержке РНФ (грант № 23-27-00145).

1. Величко А.А., Морозова Т.Д. Основные черты почвообразования в плейстоцене на Восточно-Европейской равнине и их палеогеографическая интерпретация // Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв / Ред. В.Н. Кудеяров, И.В. Иванов. М.: ГЕОС, 2015. С. 321–335.

2. Panin P.G., Timireva S.N., Morozova T.D., Kononov Yu.M., Velichko A.A. Morphology and micromorphology of the loess-paleosol sequences in the south of the East European plain (MIS 1 – MIS 17) // Catena. 2018. Vol. 168. P. 79–101. DOI:10.1016/j.catena.2018.01.032.

3. Веклич М.Ф. Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран. Киев: Наукова думка, 1968. 238 с.

4. Веклич М.Ф., Сиренко Н.А. Плиоцен и плейстоцен Левобережья Нижнего Днепра и равнинного Крыма. Киев: Наукова Думка, 1976. 186 с.

5. Веклич М.Ф. Палеоэтапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя. Киев: Наукова думка, 1982. 208 с.

6. Матвиишина Ж.Н. Микроморфология плейстоценовых почв Украины. Киев: Наукова думка, 1982. 144 с.

7. Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 208 с.

8. Певзнер М.А., Семененко В.Н., Вангенгейм Э.А., Садчикова Т.А., Коваленко В.А., Люльева С.А. О морском генезисе и понтическом возрасте отложений опорного разреза Любимовка в Крыму // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 96–106.

9. Сиренко Е.А. Палиностратиграфия континентальных верхнеплиоценовых-нижнеплейстоценовых отложений южной части Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова Думка, 2017. 165 с.

10. Хмелева М.В., Панин П.Г., Чепалыга А.Л., Карпухина Н.В., Найдина О.Д., Бухонов А.В. Строение и условия формирования палеопочв раннего плейстоцена в лёссово-почвенной серии разреза Алчак–Седловина (Республика Крым) // Геоморфология. 2022. Т. 53. № 5. С. 89–102. DOI:10.31857/S0435428122050054.

11. Panin P.G., Timireva S.N., Konstantinov E.A., Kalinin P.L., Kononov Yu.M., Alekseev A.O., Semenov V.V. Plio-Pleistocene paleosols: Loess-paleosol sequence studied in the Beregovoye section, the Crimean Peninsula // Catena. 2019. Vol. 172. P. 590–618. DOI:10.1016/j.catena.2018.09.020.

12. Сиренко Н.А., Турло С.И. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. Киев: Наукова Думка, 1986. 187 с.

13. Розанов Б.Г. Морфология почв. М.: Академический проект, 2004. 432 с.

14. Егоров В.В., Фридланд В.М., Иванова Е.Н., Розов Н.Н., Носин В.А., Фриев Т.А. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 224 с.

15. Anjos L., Gaistardo C.C., Deckers J., Dondeyne S., Eberhardt E., Gerasimova M., Harms B., Jones A. et al. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. Update 2015. World Soil Resources Reports. 2015. № 106. 192 p.

16. Guidelines for Soil Description. 4th edition. Rome: FAO, 2006. 97 p.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ НАНОСОВ НА ВОДОСБОРЕ ОЗЕРА ДОНГУЗ-ОРУН

А.С. Цыпленков[1], С.В. Харченко[1,2], М.И. Успенский[1], М.Ю. Александрин[2], М.М. Иванов[1,2]

[1] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия
[2] Институт географии РАН, г. Москва, Россия, xar4enkkoff@yandex.ru

Аннотация. Детальные исследования по оценке перераспределения наносов выполнены на водосборе высокогорного оз. Донгуз-Орун, расположенного в Приэльбрусье. Использован комплекс методов, включая крупномасштабное геоморфологическое картографирование, оценку связности потоков и коэффициента доставки наносов, геохимический и минералогический анализ и метод «отпечатков пальцев». Установлены кардинальные различия в перераспределении потоков наносов на водосборах двух ручьев (Медвежьего и юго-западного), составляющих водосбор озера.

Подавляющая часть наносов юго-западного ручья переотлагается внутри водосбора в ловушках стока наносов. Напротив, основной объем влекомых наносов ручья Медвежьего выносится в дельту, сформировавшуюся перед оз. Донгуз-Орун. 88 % донных отложений озера поступали в водоем с водосбора ручья Медвежьего.

Ключевые слова: эрозия; денудация; аккумуляция; долевой вклад различных источников наносов; Кавказ

FEATURES OF SEDIMENT FORMATION IN THE DONGUZ-ORUN LAKE BASIN

A.S. Tsyplenkov[1], S.V. Kharchenko[1,2], M.I. Uspensky[1] , M.Yu. Alexandrin[2], M.M. Ivanov[1,2]

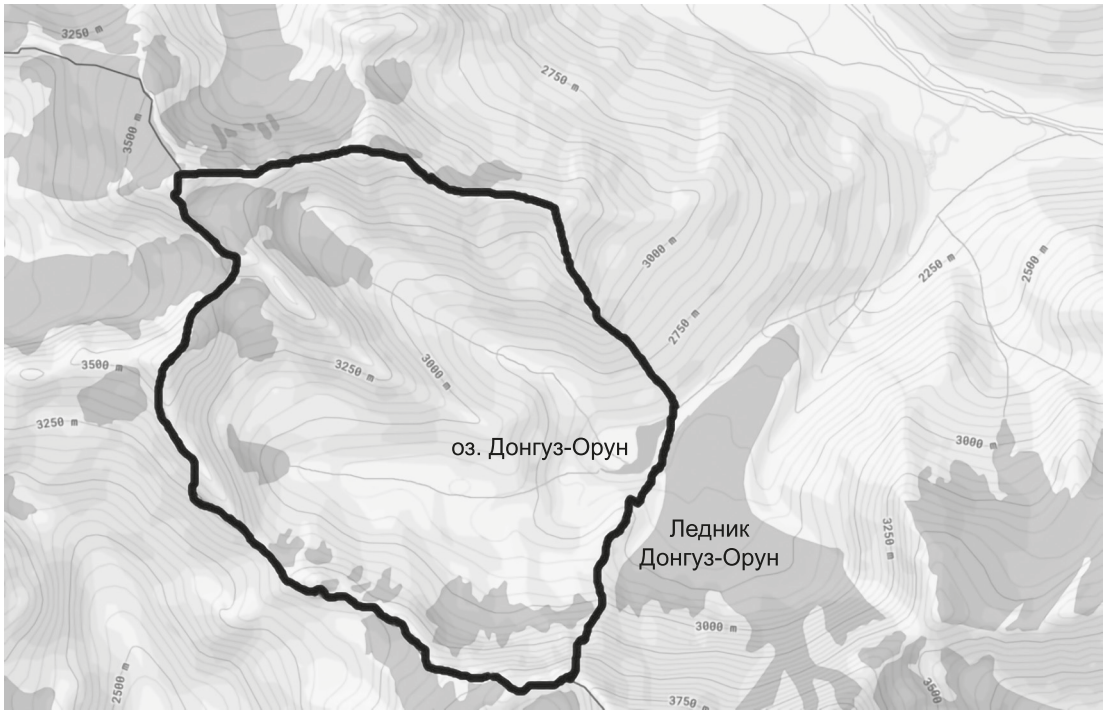
[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[2] Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. Detailed studies to assess the redistribution of sediments were carried out on the catchment area of the high-mountain lake Donguz-Orun, located in the Elbrus region. A complex of methods was used, including large-scale geomorphological mapping, assessment of sediment connectivity and sediment delivery coefficient, geochemical and mineralogical analyzes, and the fingerprinting technique. Cardinal differences were established in the redistribution of sediment flows in the sub-catchments of two streams (Medvezhye and southwestern) that form the catchment of the lake. Most of the sediments of the southwestern stream are redeposited within the catchment area in sediment runoff traps. On the contrary, the main volume of bottom sediments of the Medvezhiy stream is carried out into the delta that has formed in front of Lake Donguz-Orun. 88% of the bottom sediments of the lake entered the reservoir from the catchment area of the Medvezhiy stream.

Keywords: erosion; denudation; accumulation; fingerprinting technique; Caucasus

Перигляциальные зоны в горах являются поставщиками значительных объемов наносов, что обусловлено отсутствием сколько-нибудь существенного проективного покрытия растительности на освободившихся в процессе таяния ледников склонах и в днищах долинах [1]. Активное развитие набора экзогенных процессов на фоне интенсивного физического выветривания способствует перемещению значительных объемов рыхлообломочного материала, который, поступая в русла водотоков, транспортируется по флювиальной сети. Наиболее массовое перемещение наносов происходит при прорыве приледниковых озер [2] или прорывах валов боковых морен [3] и связано с формированием селей или внезапных паводков. Высокогорные озера, находящиеся на удалении в несколько километров от нынешнего края ледника, являются ловушками наносов, поступающих с их водосборов. В этой связи изучение отложений, накопившихся в них, при наличии различного рода датировок позволяет судить о темпах денудации территории за различные интервалы времени [4]. Процессы перераспределения материала по пути его транспортировки от источника наносов до акватории озера, а именно переотложение части транспортируемого материала в различного рода ловушках наносов (шлейфах, конусах выноса, котловинах ранее спущенных озер и т.п.), оказывают влияние на доставку наносов в водоем с различных частей его водосбора [5]. Для оценки долевого вклада различных источников наносов в формирование донных отложений в озере используется метод «отпечатков пальцев» (fingerprinting technique) [6]. Цель данного исследования заключается в изучении источников формирования донных отложений оз. Донгуз-Орун, расположенного в Приэльбрусье, и оценке их долевого вклада.

Оз. Донгуз-Орун находится к югу от горного массива г. Эльбрус (43°13'26" с.ш.; 42°29'35" в.д.) на высоте 2545 м. Оно возникло благодаря подпору боковой мореной ледника Донгуз-Орун ручья, питающегося талыми водами нескольких небольших ледников (рисунок).



Водосбор оз. Донгуз-Орун. Фоном нанесены текущие границы ледников согласно базе данных GLIMS. Сплошной линией нанесена граница водосбора озера.

На водосборе (S=13.3 км^2) озера находятся четыре ледника юго-восточной и северо-восточной экспозиции. Наиболее крупный из них, площадью 0.7 км^2, принято называть Медвежий. Это карово-долинный ледник продолговатой формы с хорошо сохранившимися боковыми моренами. Ручей Медвежий перед впадением в озеро образует обширную дельту площадью 0.15 км^2. Остальные ледники, питающие озеро, имеют площадь 0.1–0.3 км^2 и образуют ручей, впадающий в озеро с юга (рисунок). Таким образом, наносы поступают в озеро из двух водосборов ручьев, впадающих в него. Коренные породы водосборов ручьев отличаются друг от друга. На водосборе ручья Медвежьего верхняя половина сложена гнейсами и сланцами слюдяными, а нижняя половина – метаморфизированными сланцами протерозойского возраста. Большая часть юго-западного ручья сложена биотитовыми гранитами палеозойского возраста. И только приводораздельные склоны северо-западной части водосбора также сложены протерозойскими гнейсами и сланцами.Для выделения различных источников наносов, особенностей их поступления в постоянные водотоки и дальнейшего транспорта по направлению к оз. Донгуз-Орун был использован набор полевых и камеральных методов. Во-первых, на основе дешифрирования космоснимков высокого разрешения были составлены карты проявления различных экзогенных процессов. Были выделены участки развития обвально-осыпных и осыпных процессов, лавинные лотки, области, подверженные различным видам эрозии, склоны с доминированием процессов крипа и солифлюкции. Кроме того, отдельно выделены области переотложения рыхлообломного материала в днищах долин ручьев. Результаты дешифрирования были верифицированы на основе детального полевого геоморфологического картографирования. В итоге была составлена морфодинамическая карта водосбора озера, отражающая области формирования рыхлообломочного материала за счет выветривания коренных пород, части водосборов, с которых происходит вынос наносов со склонов в днище основной долины, зоны переотложения наносов по пути их транспортировки вниз по долине. Отдельно выделены сохранившиеся ледники. За счет таяния ледников в теплое время года формируется постоянный сток в ручьях, который дополняется поверхностным стоком со склонов в процессе таяния снега и периодически выпадающих ливневых осадков. Склоновый сток является доминирующим механизмом по доставке наносов с площади водосборов в русла водотоков. Также на основе ЦМР с использованием

утилиты SedInConnect 2.3, основанной на алгоритме [7, 8], была построена карта связности потоков наносов (*IC)* для всего водосбора. Это позволило провести расчет SDR_i по формуле 1 (из [9]):

$$SDR_i = \frac{SDR_{\max}}{1 + \exp\left(\frac{IC_0 - IC_i}{k}\right)}, \quad (1)$$

где SDR_{max} – максимальная объемная доля наносов с размерностью песка или мельче (т.е. доступная к транспортировке в фоновых условиях ежегодного снеготаяния или сильных, хотя и не экстраординарных, ливней); IC_0 – базовое значение индекса связности потоков наносов, калибруемый параметр, при значении индекса связности в произвольной точке (см. IC_i ниже), равном IC_0, из данной ячейки в приемный бассейн доставляется 50 % материала; IC_i – переменное значение индекса связности потоков наносов в каждой *i*-ой точке исследуемого водосбора [7]; *k* – коэффициент, калибруемый параметр, отвечающий нелинейности связи между IC_i [7] и коэффициентом доставки наносов.

В итоге было установлено, что в связи с существенными различиями в морфометрии водосборов гораздо больший объем наносов доставляется в котловину, в котором расположено оз. Донгуз-Орун, из ручья Медвежьего, тогда как значительная часть наносов, формирующихся на юго-западном водосборе, переоткладывается в двух ловушках наносов, расположенных в верхнем течении ручья, а именно в приледниковом озере, перехватывающем сток наносов из-под ледника и в озеровидном расширении днища долины, расположенном в нижней трети течения ручья. Собственно, наличие крупной дельты в приустьевой части ручья Медвежьего является подтверждением значительного объема наносов, выносимого с его водосбора. Это обусловлено и конфигурацией самого водосбора с узким днищем долины и высокими уклонами практически прямолинейного русла.В то же время проведенный анализ не позволил количественно оценить вклад каждого из водосборов в наносы, поступающие непосредственно в оз. Донгуз-Орун и формирующие его донные отложения. Анализ космоснимков показывает, что сток воды и наносов из юго-западного водосбора поступает в дельту и формирует в ее юго-западном крае русло, по которому наносы из притока доставляются в озеро. По своему составу донные отложения озера представлены преимущественно частицами пылеватой фракции с редкой примесью песка, что указывает на то, что в водоем поступают в основном взвешенные наносы. Для определения долевого вклада в донные отложения озера каждого из водосборов ручьев был использован метод «отпечатков пальцев». Он базируется на том, что выявляются трассеры, характеризующие каждый из предварительно выделенных источников наносов. В случае их наличия представляется возможным рассчитать долевой вклад каждого из источников наносов в сток наносов, поступающих в водоем, на основе сопоставления доли маркирующих каждый из источников наносов трассеров в отложения в водоеме. Для реализации данного подхода были отобраны образцы поверхностных отложений по обращенной в сторону оз. Донгуз-Орун границе дельты, которая затапливается при каждом повышении уровня водоема. Также был проведен массовый (по несколько десятков) отбор поверхностных образцов в различных позициях в каждом из водосборов. Был проведен геохимический и минералогический анализ отобранных образцов. Проведение линейного дискриминантного анализа полученных результатов с использованием алгоритма FingerPro [10] показало значимые различия наносов, поступивших из трех участков, характеризующихся различным составом коренных пород. В качестве трассеров, которые позволяют различить различные источники наносов, были использованы медь, цинк, калиевый полевой шпат и плагиоклаз. Использование модели перемешивания SIFT [11] позволило сопоставить долевой вклад трех основных источников наносов в осадки, отложившиеся по северной периферии озера. Было установлено, что соотношение вклада взвешенных наносов, поступающих из юго-западного притока, а также из верхней и нижней части водосбора ручья Медвежьего изменяется для различных целевых образцов (донные отложения, отобранные по северной периферии озера), причем выявлена закономерность, что доля наносов, поступающих из юго-западного притока, максимальна (69 %) в отложениях наиболее удаленного от места впадения юго-западного ручья северо-западной части озера, тогда как доля наносов, поступивших из двух источников наносов ручья Медвежьего,

напротив, максимальна (83 %) на юго-западной окраине озера. Подобное распределение отложений представляется логичным, так как основной объем взвешенных наносов поступает при повышенных расходах воды. В этом случае поток имеет максимальные скорости течения на участке его впадения в водоем, что, с учетом в целом небольших размеров озера, способствует транспортировке и последующему отложению взвешенных наносов на участках падения скорости течения, которые располагаются на удалении от места впадения. Кроме того, можно предполагать асинхронность снеготаяния на каждом из водосборов, что связано с различной конфигурацией водосборов, уклонами и экспозицией склонов и другими параметрами рельефа, сказывающимися на интенсивности и последовательности таяния снега. Кроме того, опыт наблюдений за стоком воды и наносов и метеорологическими характеристиками, его определяющими, на водосборе ручья Джанкуат, расположенном в нескольких километрах к юго-востоку от водосбора оз. Донгуз-Орун, показывает, что экстремальные явления, при которых формируется более 50 % суммарного объема наносов за сезон абляции, наблюдаются при выпадении ливневых осадков со значительным слоем в период активного снеготаяния на водосборе [3]. При этом сильные осадки в высокогорной зоне локализованы по отдельным долинам, поэтому сравнительно низка вероятность их выпадения одновременно по всему водосбору оз. Донгуз-Орун, состоящему из двух долин ручьев, впадающих в озеро. Осреднение данных оценок долевого вклада различных источников наносов в донные отложения оз. Донгуз-Орун по всем целевым образцам позволило определить долевой вклад юго-западного притока в 12 %, тогда как 88 % наносов поступают из водосбора ручья Медвежьего, причем на долю наносов, поступающих из верхней части водосбора ручья Медвежьего, сложенного кристалло-сланцево-гнейсовым комплексом отложений, приходится 57 % от общего объема наносов, тогда как на долю нижней части водосбора приходится 31 %. Подобные различия представляются достаточно логичными с учетом того, что в нижней части водосбора ручья Медвежьего часть склонов задернована, что существенно снижает вероятность сноса значительных объемов рыхлообломочного материала при формировании поверхностного стока. Напротив, в верхней части водосбора все склоны лишены растительного покрова. Непосредственно в днище долины также присутствуют легкоразмываемые моренные отложения, площади которых постепенно увеличиваются по мере отступания ледников. Незначительный общий вклад в донные отложения взвешенных наносов, поступающих из юго-западного водосбора, обусловлен не только переотложением большей части наносов в озеровидном расширении днища долины в ее нижней трети, но и большей устойчивостью коренных пород, представленных гранитами, к выветриванию по сравнению со сланцами и гнейсами, являющимися коренными породами водосбора ручья Медвежьего. Таким образом, проведенные комплексные исследования особенностей формирования стока наносов на водосборе высокогорного оз. Донгуз-Орун позволили выявить и количественно оценить связность потоков наносов на водосборах двух ручьев, составляющих водосбор озера, и определить долю взвешенных наносов, поступающих в водоем и формирующих его донные отложения. Установлено, что практически все влекомые наносы, транспортируемые в русле юго-западного притока, переоткладываются в ловушках наносов, расположенных по длине долины. Только взвешенные наносы, формирующиеся на данном водосборе, поступают в водоем, и их доля составляет порядка 12 % от общего объема донных наносов. Основной объем влекомых наносов, транспортируемых ручьем Медвежьим, поступает в дельту, образовавшуюся перед оз. Донгуз-Орун, и переоткладывается. Преимущественно взвешенные наносы ручья Медвежьего составляют донные отложения озера. На их долю приходится 88 % от общего объема донных отложений. При этом порядка двух третей наносов, поступающих в озеро с водосбора ручья Медвежьего, формируется в верхней части его водосбора, где, в отличие от южной части, все склоны лишены травянистой растительности.

Исследование выполнено благодаря финансовой поддержке РНФ (проект № 19-17-00181).

1. Carrivick J.L., Tweed F.S. Proglacial lakes: character, behaviour and geological importance // Quaternary Science Reviews. 2013. Vol. 78. P. 34–52. DOI:10.1016/j.quascirev.2013.07.028.

2. Carrivick J.L., Geilhausen M., Warburton J., Dickson N.E., Carver S.J., Evans A.J., Brown L.E. Contemporary geomorphological activity throughout the proglacial area of an alpine catchment // Geomorphology. 2013. Vol. 188. P. 83–95. DOI:10.1016/j.geomorph.2012.03.029.

3. Tsyplenkov A., Vanmaercke M., Collins A.L., Kharchenko S., Golosov V. Elucidating suspended sediment dynamics in a glacierized catchment after an exceptional erosion event: The Djankuat catchment, Caucasus Mountains, Russia // Catena. 2021. Vol. 203. 105285. DOI:10.1016/j.catena.2021.105285.

4. Desloges J.R. Varve deposition and the sediment yield record at three small lakes of the Southern Canadian Cordillera // Arctic and Alpine Research. 1994. Vol. 26. Iss. 2. P. 130–140. DOI:10.2307/1551776.

5. Laute K., Beylich A.A. Environmental controls, rates and mass transfers of contemporary hillslope processes in the headwaters of two glacier-connected drainage basins in western Norway // Geomorphology. 2014. Vol. 216. P. 93–113. DOI:10.1016/j.geomorph.2014.03.021.

6. Evrard O., Navratil O., Ayrault S., Ahmadi M., Némery J., Legout C., Lefèvre I., Poirel A., Bonté P., Esteves M. Combining suspended sediment monitoring and fingerprinting to determine the spatial origin of fine sediment in a mountainous river catchment // Earth Surface Processes and Landforms. 2011. Vol. 36. Iss. 8. P. 1072–1089. DOI:10.1002/esp.2133.

7. Cavalli M., Trevisani S., Comiti F., Marchi L. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments // Geomorphology. 2013. Vol. 188. P. 31–41. DOI:10.1016/j.geomorph.2012.05.007.

8. Trevisani S., Cavalli M. Topography-based flow-directional roughness: potential and challenges // Earth Surface Dynamics. 2016. Vol. 4. Iss. 2. P. 343–358. DOI:10.5194/esurf-4-343-2016.

9. Vigiak O., Borselli L., Newham L.T.H., McInnes J., Roberts A.M. Comparison of conceptual landscape metrics to define hillslope-scale sediment delivery ratio // Geomorphology. 2012. Vol. 138. Iss. 1. P. 74–88. DOI:10.1016/j.geomorph.2011.08.026.

10. Lizaga I., Latorre B., Gaspar L., Navas A. FingerPro: an R package for tracking the provenance of sediment // Water Resources Management. 2020. Vol. 34. P. 3879–3894. DOI:10.1007/s11269-020-02650-0.

11. Pulley S., Collins A.L. Tracing catchment fine sediment sources using the new SIFT (SedIment Fingerprinting Tool) open source software // Science of the Total Environment. 2018. Vol. 635. P. 838–858. DOI:10.1016/j.scitotenv.2018.04.126.

РЕКИ В ГОРОДАХ – РУСЛОВЫЕ И ПОЙМЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ ПОСЛЕДСТВИЯ

А.В. Чернов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, alexey.chernov@inbox.ru

Аннотация. В статье рассматриваются взаимоотношения рек и стоящих на них городов. Для конкретизации этих взаимоотношений и реки, и города ранжируются по размерам, ибо именно размеры определяют характер их взаимовлияний. Но сначала рассматриваются русловые и пойменные процессы, которые оказывают влияние на жизнь городов. Среди русловых процессов это горизонтальные русловые деформации – размывы берегов и переформирования аккумулятивных русловых форм рельефа на уровне гряд перекатов. Поймы, как пассивные составляющие пойменно-руслового комплекса, влияют на русловые процессы при сопряжении руслового и пойменного потоков во время половодий. Но поймы подвержены периодическим затоплениям, которые влияют на функционирование стоящих на поймах городов в зависимости от своего первичного рельефа. Города также по-разному реагируют на русловые процессы и затопление пойм – малые города

подвержены одному виду русловых процессов и собственному влиянию на них, тогда как города крупные – другому виду и влияют на пойменно-русловые процессы также по-иному. Разнообразные взаимоотношения рек и городов оформлены в виде матричной таблицы.

Ключевые слова: русло; пойма; город; взаимовлияние

RIVERS IN CITIES – RIVERBED AND FLOODPLAIN PROCESSES AND THEIR CONSEQUENCES

A.V. Chernov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract. The article examines the influence of rivers on the life of the cities standing on them. Both rivers and cities are ranked by size, since it is the size that determines the nature of the mutual influence of rivers and cities. First, the riverbed and floodplain processes that affect the life of cities are considered: the erosion of the banks, and the reshaping of riverbed landforms – rifts. Floodplains, as passive components of the floodplain-channel complex, affect the channel processes when the channel and floodplain flows are interfaced during floods. But floodplains are subject to periodic flooding, which affects the life of cities depending on the primary relief of floodplains. Cities also react differently to riverbed processes and floodplain flooding – small cities are subject to one type of riverbed processes and their own influence on them, while large cities are subject to another type and affect floodplain–riverbed processes in a different way. A variety of relationships between rivers and cities are arranged in the form of a matrix table.

Keywords: riverbed; floodplain; city; mutual influence

Прежде чем рассмотреть, какими же бывают взаимоотношения реки и города, через который она протекает, нужно выяснить, какие процессы происходят в мирно текущей через город реке, каких сюрпризов – приятных или не очень – можно от нее ждать. По характеру все долины очень грубо можно разделить на глубоковрезанные – беспойменные или узкопойменные – и на широкопойменные; здесь глубина вреза не играет существенной роли. В беспойменных долинах русла малоподвижные; они занимают большую часть ширины дна долины, из стороны в сторону не мигрируют и основными процессами, происходящими в таких долинах, являются склоновые. Они, в частности обвалы, осыпи, лавины и оползни, представляют опасность для населенных пунктов, расположенных по берегам русла. Однако следует отметить, что на днищах беспойменных долин развитая инфраструктура обычно не создается – разве что других мест для этого в горах просто нет. А вот в широкопойменных долинах взаимоотношения реки и города многообразны и далеко не всегда благоприятны для людей.

В любом речном русле активно происходят русловые процессы. В широкопойменных долинах все эти процессы можно объединить в несколько групп – вертикальные русловые деформации, горизонтальные русловые деформации и переформирования руслового аллювиального рельефа. Вертикальные деформации происходят настолько медленно, что бывают заметными только через десятки и сотни лет [1]. Горизонтальные русловые деформации выражаются в блуждании речных русел по днищу долины, а если на этом днище стоит город, то и предпринимают попытки блуждать через него. Наиболее зримо горизонтальные деформации заключаются в смещении русла; при этом одни берега размываются, а противоположные, наоборот, намываются. На меандрирующих реках, которых большинство, размываются, как правило, берега вогнутые, а намываются выпуклые. На разветвленных реках наблюдается, на первый взгляд, более сложная картина размывов и намывов, но при ближайшем рассмотрении наиболее интенсивные деформации происходят в островной части русла, как привило, сооружениями не занятой, а размывы-намывы береговой части долины происходят реже, чем в извилистых руслах [2].

Размывы берегов в населенных пунктах или в промзонах являются процессом опасным, т.к. сопровождаются разрушением всех построек, расположенных на этих берегах [3]. Размываются в основном берега пойменные или низких аккумулятивных террас, сложенные галечником, песком, супесью или суглинком. Скорости размывов берегов на средних по размерам реках (шириной около 100–150 м) достигают 2–5 м/год, но на более крупных реках они могут возрастать в отдельных характерных местах русла до 10, а то и 50 м/год.

Намывание противоположных берегов разрушениями не сопровождается и в основном опасным процессом не является. Любой намыв берега сопровождается образованием новых фрагментов поймы, однако эта молодая пойма еще длительное время будет представлять собой или опесчаненные или заболоченные участки суши, некомфортные в части отдыха, да к тому же и являющиеся рассадником комаров и мошки для всего города.

В руслах переформирования аллювиального рельефа выражаются в перемещении гряд влекомых наносов, как правило песчаных или галечных. Оно затрудняет транзитное судоходство по рекам, т.к. гряды наносов – перекаты – вызывают обмеление русел и снижение глубины ниже гарантированных для прохождения судов. Кроме того, движущиеся гряды наносов часто заносят подходы к портам и причалам, а также к городским и промышленным водозаборам.

В городах и даже крупных поселках важной частью инфраструктуры являются речные поймы [4]. В горах на узкопойменных долинах поймы зачастую являются единственными субгоризонтальными поверхностями, на которых можно возвести относительно масштабные постройки (или городские кварталы или предприятия). Если такой необходимости нет, то поймы в таких долинах стараются не трогать. В широкопойменных долинах поймы при рачительном хозяйствовании тоже стараются не застраивать ни жилыми кварталами, ни предприятиями (исключая, конечно, портовую инфраструктуру) – их превращают в зоны отдыха, в гидробаки с устройством водных аттракционов, для которых углубляют старицы и пойменные озера, соединяя их в причудливые лабиринты [5].

Сказанное здесь является преамбулой для понимания общих моментов взаимодействия городов и рек [6]. Безусловно, все перечисленные здесь аспекты взаимодействия проявляются далеко не на всех реках и далеко не во всех населенных пунктах даже в широкопойменных долинах, поэтому необходимо провести ранжировку как населенных пунктов, так и рек, которые через них протекают. Большие и крупнейшие реки могут оказывать влияние на функционирование различных населенных пунктов, отличное от влияния на те же населенные пункты рек средних по водности и размерам и, тем более, рек малых. Но и влияние больших, средних и малых рек на населенные пункты разных размеров тоже будет существенно различаться. Для определения взаимодействия различных рек и различных населенных пунктов была построена матричная таблица, в ячейках которой можно проиллюстрировать эти взаимодействия в разных сочетаниях (таблица).

Однако перед рассмотрением этих сочетаний надо как-то конкретизировать, что понимается под большими (крупнейшими), средними и малыми реками и что подразумевается под крупными, средними и малыми городами и поселками, которые в той или иной степени контактируют с реками.

К настоящему времени наибольшее распространение получили критерии градации рек по величине площади водосбора; по одной из версий к малым рекам нужно относить реки с водосбором менее 1000–2000 км^2, длиной не более 100 км, шириной меженного русла 15–30 м (или меньше), лежащие в одной природной зоне, к средним – от 2 до 50 тыс. км^2, длиной уже до 500 км, шириной русла 100–300 м, тоже лежащие в одной природной зоне, а к большим – реки с площадью водосбора бассейна более 50000 км^2, шириной до 500–1000 м, бассейн которых лежит в пределах нескольких природных зон [7].

Кроме того, среди больших равнинных рек существуют такие реки, гидрологические и морфометрические характеристики которых заметно превышают средние для данного класса рек. Их можно назвать крупнейшими реками. Их размеры на порядок, а то и на два превышают даже критерии, установленные для больших рек. На европейской территории России к ним можно отнести Каму, Волгу (несмотря на их зарегулированность водохранилищами), Северную Двину, Печору – их

Взаимоотношение рек разных размеров и городов (населенных пунктов), через которые они протекают [9]

Реки / Населенные пункты	1. Малые	2. Средние	3. Большие	4. Крупнейшие
А. Сельские поселения (до 5 тыс. чел.)	Заиление до 70 % рек	Учитываются места опасных проявлений русловых деформаций	Учитываются места опасных проявлений русловых деформаций	Учитываются места опасных проявлений русловых деформаций
Б. Города малые (до 20 тыс. чел.)	Замусоривание; подтопление	Размыв берегов; обмеление на перекатах	Размыв берегов, обмеление на перекатах	Минимизация контактов, несущих опасность
В. Города средние (до 250 тыс. чел.)	Не проявляется	Локальный размыв берегов; обмеление на перекатах	Размыв берегов и его предотвращение с помощью русловыправления	Малая устойчивость русла, обмеление перекатов, их предотвращение с помощью русловыправления
Г. Города крупные (свыше 1 млн чел.)	Не проявляется	Регулирование стока, накопление ила на дне (г. Москва)	Берега «одеты» в набережные. Обмеление перекатов и подходов к причалам и водозаборам. Их предотвращение с помощью русловыправления	Снижение взаимодействия города и реки. Обмеление перекатов, перераспределение стока между рукавами. Их предотвращение с помощью русловыправления

расход в приустьевом створе превышает 2000 м^3/с. Среднегодовые расходы крупнейших рек Сибири – Оби, Енисея, Лены, Амура – превосходят величину 10000 м^3/с. Ширина крупнейших рек превышает 1 км.

Подобные реки отличаются от остальных больших рек не только по своим гидрологическим и морфометрическим параметрам, но и по морфодинамическим характеристикам речных русел, т. е. темпами и особенностями деформаций русел и переформирований донных гряд наносов. Отличаются от других рек также и морфологические характеристики их пойм. Водный поток на таких реках становится неустойчивым в пространстве и времени и разбивается на несколько субпараллельных струй. Основным морфодинамическим типом русел крупнейших рек (в условиях свободного развития русловых деформаций) является разветвление на рукава, причем, чем больше река, тем больше на ней (при прочих равных условиях) наиболее сложных разновидностей разветвленных русел [8]. Морфодинамический облик пойменно-русловых комплексов крупнейших рек отличается поэтому от морфологического облика большинства их притоков – последние чаще всего меандрируют.

Сразу следует сказать, что точность значений всех этих критериев снижается по мере снижения ранга реки – так, если крупнейшую реку ни с чем спутать нельзя, то выделение крупных и средних рек может отчасти зависеть от местных условий.

Что же касается населенных пунктов, то тут численные критерии еще более неоднозначные. Во-первых, для данной задачи они ранжируются по занимаемой ими площади, а не по населению. Во-вторых, некий город может считаться крупным при низкой плотности населения, например в Сибири, и средним, незначительным в густонаселенных местах.

Наконец, если говорить о взаимоотношении реки и города, нужно прежде всего иметь в виду такую категорию, как опасность происходящих в реках процессов или создание при этом взаимодействии экологической напряженности [3]. В категорию рисков последствия деятельности рек

в городах могут переходить, только если русловые деформации затрагивают уже построенные или планирующиеся к строительству антропогенные объекты.

Широкая вариативность взаимодействия рек различной водности и разных по своим размерам населенных пунктов, через которые они протекают, может быть показана в виде таблицы-матрицы, в которой учитывается уровень взаимодействия рек и населенных пунктов при разных сочетаниях их размеров; в этой же таблице показывается также степень опасности, которую разные реки могут создать для инфраструктуры деятельности человека.

Рассмотрим коротко содержание каждой ячейки матрицы.

1А. Практически каждое сельское поселение в гумидной зоне России стоит в долине малой реки (в степной зоне – на дне крупной балки). Реки и балочные водотоки служат источником технического водоснабжения – для полива огородов, поения скотины. В связи с этим состояние малых рек очень важно для нормальной жизни в деревнях и селах. Но основная проблема малых рек – это их заиление. На средних и тем более крупных реках оно практически не проявляется, но малые реки заиливаются иногда на 50–100 % из-за распашки полей-водосборов. Происходит эрозия почв, конечным пунктом доставки смытых почвенных частиц являются малые реки. Они обладают крайне невысокой транспортирующей способностью и просто засыпаются илом, русла становятся бочажинными и могут вообще исчезнуть.

1Б и 1В. Малые и средние по размерам города также вступают во взаимоотношения с малыми реками. Города стоят уже на более крупных реках, но малые реки как притоки пересекают эти города. Следует отметить, что малые и даже средние города представлены во многом т. н. частным сектором с его несовершенной системой очистки, поэтому основной проблемой взаимоотношения малых рек и городов является загрязнение их русел и пойм бытовым мусором. Подобное загрязнение снижает водоснабженческую и рекреационную ценность пойменно-русловых комплексов малых рек, т.к. поймы превращаются часто в помойки, а вода оказывается зараженной химическими стоками. Естественной опасностью от малых рек в небольших населенных пунктах является подтопление огородов, хозяйственных или даже жилых построек во время высоких половодий.

1В и 1Г – взаимоотношение малых рек со средними и крупными городами практически сводится к нулю. Малые реки уже не загрязняются мусором. Значительная часть их, оказавшихся в черте крупных городов, просто убирается под землю, в коллекторы. Ни о каких деформациях русел малых рек, занесения пойм здесь не может быть и речи.

Иная картина наблюдается во взаимоотношениях различных населенных пунктов и средних по размеру рек. Средние реки уже являются водными артериями для сельских и городских поселений – они используются для коммунального и промышленного водозабора, иногда для весеннего судоходства. Здесь уже становятся заметными размывы берегов. Русла средних рек, как правило, меандрируют, поэтому места их размывов предопределены конфигурацией русла и прогнозируются. Как правило, это вогнутые берега излучин, там размыв берегов может достигать 1–2 м в высокие половодья. В связи с этим домохозяйства сельских жителей находятся вдалеке от опасных мест на берегах, и это выверено уже не одним поколением жителей таких сел.

2Б и 2В. Для малых и даже средних городов поведение средних рек может вызывать определенную напряженность – города при строительстве не «обходят» стороной участки вблизи вогнутых берегов излучин, застройка или промзоны возникают и там, что чревато возможными разрушениями этих сооружений при смещении в их сторону русел. Кроме того, на средних реках блуждания русел могут приобретать более сложный характер и нередко направленное и предсказуемое смещение излучин может быть нарушено переформированиями гряд в русле, в результате чего речной поток может отклониться в сторону от намеченных людьми траекторий и образовать новые зоны размыва. Если река используется как водозабор или на ней организовано судоходство, то переформирование гряд руслового рельефа может периодически вызывать смещение перекатов и надвижение их на оголовки водозаборов или просто вызывать обмеление русел.

2Г. Крупные города, которые стоят на средних реках, стараются минимизировать свои отношения с рекой. Берега этих рек «одеты» в гранитные набережные, свалки ликвидируются или

обустраиваются. Но организация судоходства и промышленно-коммунального водозабора может вызывать наиболее ощутимые проблемы во взаимоотношениях города и реки. Смещение гряд наносов, плесов и перекатов, надвижение побочней перекатов на причальные сооружения, места водозаборов и водовыпусков очищенных вод могут затруднить выполнение функций этими сооружениями.

Отдельно следует сказать о взаимоотношении средних рек и мегаполисов. По сути, речь здесь может идти только о г. Москве, стоящей, как известно, на реке, средней по водности и размерам. В 1937 г. вступил в эксплуатацию канал «Москва – Волга». В русле заметно увеличились расходы воды, в частности в меженные периоды. Сток в реке был зарегулирован плотинами – выше города по течению непосредственно на реке располагаются Можайский и Рублевский гидроузлы, а на притоках реки сток зарегулирован Верхнерузским, Рузским и Озернинским водохранилищами. В черте города построены регулирующие сток плотины Карамышевская, Перервинская и Трудкоммуны.

Подобная трансформация стока на реке полностью изменила гидрологический режим реки Москвы – здесь почти не бывает ледостава, а если и бывает, то только на короткое время – не больше недели. Здесь практически не бывает половодий, кроме искусственных промывов русла реки в черте города. Здесь почти не ощущается течение – весьма развитое прогулочное судоходство в черте города осуществляется без оборота судов носовой частью вверх по течению [10]. Почти на всем протяжении берега реки одеты в набережные, исключающие размывы берегов. В целом мегаполис Москва полностью подчинил себе среднюю реку, заставив использовать все ее ресурсы.

3. Большие реки существенно влияют на функционирование средних и крупных городов. Малые населенные пункты, как правило, располагаются на защищенных от размыва берегах; в случае изменения подхода динамической оси потока и начала размыва ранее населенного берега существует только два способа предотвратить дальнейшее разрушение городской инфраструктуры: 1 – провести русловыправительные работы, способные теперь уже искусственно изменить неблагоприятную для людей траекторию стрежня, переведя его по более безопасному направлению в русле или же во второстепенный рукав [11]; 2 – эвакуировать опасный размываемый участок берега, возведя новые постройки в безопасном месте. Средние и особенно крупные города как бы вбирают русло реки, окружая его набережными, рекреационными сооружениями. По рекам в черте городов и их пригородов устанавливается регулярное пассажирское сообщение, выполняющее не только прогулочные, но и транспортные функции. Одновременно подобные действия могут увеличить водообмен во внетранзитных частях акваторий больших рек на отдалении от основной части города, снизив там опасность возникновения застойных зон.

4. Крупнейшие реки, в отличие от истории с рекой и городом Москвой, наоборот, подчинили себе города, даже крупные. Малые и средние города располагаются в прибрежной зоне крупнейших рек в тех местах, где и контакт с ними является минимальным. В таких случаях на берега крупнейших рек выводятся причалы и речные вокзалы, водозаборы, выбираются оптимальные места для мостовых переходов; критерием таких мест является ширина всего пойменно-руслового комплекса и участок реки, где горизонтальные русловые деформации минимальны. Как правило, это сужения русла выступами (мысами) коренных пород. В отличие от рек меньших размеров, русла крупнейших рек могут активно разветвляться на рукава; с одной стороны, этот факт снижает опасность масштабных размывов берегов, на которых могут стоять сооружения, а с другой – положение динамических осей потока, которых в разветвленных руслах бывает много, отличается неустойчивостью – в течение нескольких лет река может просто «уйти» от города, где находятся получатели ее ресурсов, в периферийные ранее рукава, к которым еще не разработаны судоходные подходы или отсутствуют инфраструктурные сооружения. Река может совершить обратный маневр, и основная динамическая ось потока, а следовательно, и судовой ход, из отдаленных рукавов в течение нескольких лет может оказаться прямо рядом с городом, размывая его берега. В целом взаимодействие городов с крупнейшими реками снижается по сравнению с реками большими и средними – город и река существуют как бы сами по себе, но тем не менее город очень

пристально следит за всеми изменениями, происходящими в реке, чтобы успеть отреагировать на них в случае опасности.

1. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. Т. 1. 608 с.
2. Чалов Р.С., Алабян А.М., Иванов В.В., Лодина Р.В., Панин А.В. Морфодинамика русел равнинных рек. М.: ГЕОС, 1998. 288 с.
3. Чалов Р.С., Чернов А.В., Михайлова Н.М. Опасность русловых процессов на реках России: критерии оценки, картографирование, региональный анализ // Географический вестник. 2021. № 1 (56). С. 53–67. DOI:10.17072/2079-7877-2021-1-53-67.
4. Чернов А.В. Геоморфология пойм равнинных рек. М.: Изд-во Московского университета, 1983. 198 с.
5. Беркович К.М., Чалов Р.С., Чернов А.В. Экологическое русловедение. М.: ГЕОС, 2000. 332 с.
6. Чалов Р.С. Город и русловые процессы: взаимодействие, противоречия, проблемы, решения // Тринадцатое пленарное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов: Материалы и краткие сообщения / Ред. Р.С. Чалов, О.М. Татарников. М.–Псков, 1998. С. 201–203.
7. Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. Л.: Гидрометеоиздат, 1964. 224 с.
8. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. М.: Красанд, 2011. Т. 2. 960 с.
9. Чалов Р.С., Рулева С.Н. Изменения русел рек и опасные проявления русловых процессов на урбанизированных территориях // География и природные ресурсы. 2001. № 4. С. 17–23.
10. Завадский А.С., Сурков В.В., Чернов А.В., Ботавин Д.В., Головлев П.П., Морозова Е.А. Природные территориальные комплексы поймы р. Москвы в нижнем течении в условиях интенсивного хозяйственного использования // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2020. № 3. С. 3–13.
11. Чернов А.В. Прогноз развития перекатов на р. Вилюй и его значение для судоходства // Геоморфология. 1990. № 2. С. 44–54.

СЕЛЕВЫЕ ПОТОКИ В УСЛОВИЯХ ПОСТВУЛКАНИЧЕСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ АКТИВНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ ДОЛИНЫ Р. ГЕЙЗЕРНОЙ)

С.С. Черноморец[1], Е.В. Лебедева[2]

[1] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия, sc@geogr.msu.ru

[2] Институт географии РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. По результатам экспедиционных исследований выполнена оценка селевых явлений в долине реки Гейзерной (полуостров Камчатка), формирующихся в условиях поствулканической гидротермальной активности. Выявлена цикличность селеформирования в результате периодического подпруживания долины обвалами и оползнями, трансформирующимися в селевые потоки и формирующими подпрудные озера. Проведены съемки с беспилотных летательных аппаратов. Выполнено дешифрирование аэро- и космических снимков, а также исследование подпрудного озера, образовавшегося в результате обвала 2014 г. Составлена карта селевой активности.

Ключевые слова: газогидротермальные явления; сель; подпрудный водоем; временная плотина; Камчатка

DEBRIS FLOWS UNDER THE CONDITIONS OF POST-VOLCANIC HYDROTHERMAL ACTIVITY (CASE STUDY OF THE GEYSERNAYA RIVER VALLEY)

S.S. Chernomorets[1], E.V. Lebedeva[2]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[2] Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. The results of the expedition studies were used to assess debris flow phenomena in the Geysernaya River valley (Kamchatka Peninsula), formed in conditions of post volcanic hydrothermal activity. The cyclicity of mudflow formation because of periodic undercutting of the valley by rockslides and landslides, transforming into debris flows and forming dammed lakes was revealed. We conducted the unmanned aerial vehicle surveys and interpreted the aerial and satellite images. We investigated the dammed lake formed by the 2014 rockslide. We compiled a map of debris flow activity.

Keywords: gas-hydrothermal phenomena; debris flow; dammed lake; temporary dam; Kamchatka

Селевые явления на Камчатке начали изучаться в 1950-е годы. При изучении катастрофического извержения вулкана Безымянного был описан селевой поток (лахар), который оказался крупнейшим в Советском Союзе [1]. Исследование лахаров на вулкане Безымянном проводилось и в последующие годы [2]. В 1960-е и 1970-е годы были опубликованы обобщающие региональные работы по селям Камчатки [3–6]. По результатам полевых исследований и дешифрирования аэрофотоснимков на горные районы полуострова были составлены мелкомасштабные карты селевой опасности и риска и сводки селевых событий региона [7–14]. Выполнялось изучение механизмов селеформирования на вулканах Кроноцком [15], Ключевском и Шивелуч [16–21]. Была составлена карта потенциальной опасности территории г. Петропавловска-Камчатского в случае извержения вулкана Авачинского [22], создана геоинформационная система «Лахароопасность» [23]. Таким образом, исследования селей на Камчатке были сосредоточены на конкретных селепроявлениях при извержениях вулканов и на обобщении регионального материала в мелком масштабе.

В районах вулканической и поствулканической активности широко развиты гидротермальные процессы – преобразование горных пород и минералов, обусловленное воздействием горячих водных растворов и вулканических газов. Селевая активность в районах развития гидротермальных процессов редко становилась объектом специального изучения. В процессе исследования геотермальных регионов Камчатки и Курильских островов установлена [24–26] важная роль в селеформировании таких территорий наличия интенсивно гидротермально проработанных и обводненных пород. Как показали исследования [27], гидротермальные глины имеют низкое внутреннее сцепление, могут легко смещаться на склонах, формируя оползни.

До недавних времен долина р. Гейзерной не привлекала внимание специалистов по селям ввиду отсутствия материалов о текущей селевой активности. Согласно карте «Опасность селей» [11], на исследуемой территории распространены снеговые и дождевые сели с преобладанием снеговых, опасность селей средняя, селевые бассейны занимают от 10 до 50 % территории, максимальный объем единовременных выносов составляет от 10 до 50 тыс. м^3. Однако в последние годы в долине произошли несколько выдающихся событий, имевшие селевую составляющую, – оползни-обвалы 1981, 2007 и 2014 гг. Во всех случаях ниже участков обрушения массы двигались в виде селевых потоков значительных объемов.

В 1981 г. после обильных дождей, вызванных тайфуном «Эльза», на левобережье р. Гейзерной в ее среднем течении сошел оползень, перегородивший реку. Плотина быстро была размыта, образовался сель, который прошел по реке вплоть до ее устья [28]. Крупный оползень 2007 г. в нижнем течении реки трансформировался в сель и подпрудил р. Гейзерную с образованием озера. Изучению выдающегося события 2007 г. был посвящен ряд работ [29, 30 и др.]. Объем оторвавшихся масс

оценивался специалистами в 17 млн м^3, а в разуплотненном виде они имели объем 20.7 млн м^3 [31]. Сель вышел в долину Шумной и прошел по ней несколько километров. В начале января 2014 г. в среднем течении реки сформировался новый оползень-обвал, также подпрудивший р. Гейзерную. Обвал трансформировался в селевой поток, прошедший по долине и частично заполнивший остатки озера в 2007 г. [25, 32, 33]. Объем пород, обрушившихся и сползших на этом участке, оценивается примерно в 2.5 млн м^3, а объем селевых масс, спустившихся по долине р. Гейзерной, – примерно в 0.75 млн м^3 [24, 32]. Таким образом, только в результате этих событий зафиксировано поступление в долину с ее бортов до 24 млн м^3 пород.

Очевидно, что масштабы селевых процессов в долине р. Гейзерной гораздо значительнее, чем это оценивалось ранее, поэтому было решено провести там специальное изучение селевой опасности. В процессе полевых работ в августе 2022 г. были проведены маршрутные геоморфологические исследования, съемка с БПЛА с последующей стереообработкой, картографирование селевой активности. По результатам полевых работ 2022 г. была составлена карта селевой активности долины р. Гейзерной, на которой показаны русла селей большого объема (>500 тыс. м^3), русла селей малого объема со следами и нечеткими следами. Нижние участки оползней-обвалов, где происходил переход к селевому процессу, также показаны как селевые. Приблизительно оконтурен неустойчивый склон, обрушение которого может привести к формированию новых обвалов, оползней и селей. Граница его дана условно, по геоморфологическим признакам.

Долина р. Гейзерной расположена в восточной части Камчатского полуострова, река относится к бассейну Охотского моря. Уже в самых ее верховьях – в долине р. Левой Гейзерной и в ее притоках – на склонах вулкана Кихпиныч наблюдаются хорошо выраженные следы селевых потоков. Источником твердой составляющей селей здесь служат морены, склоновые отложения, а также лавы, разрушенные гидротермальными процессами. На бортах долин имеется большое количество мелких склоновых очагов. Отдельные селевые русла имеют следы прохождения селей среднего объема, ориентировочно речь идет о многих десятках или первых сотнях тысяч м^3. В долине Левой Гейзерной ширина селевых террас достигает 20–25 м по левому берегу и 8–10 м по правому (рис. 1, *а*). Максимальный диаметр перемещенных обломков – до 4 м. В 1.0–1.5 км выше слияния Левой и Правой Гейзерных имеется участок, где коренной борт долины отшлифован проходившими селями и селевыми паводками. На участке ниже слияния селевые отложения сменяются аллювиальными. Р. Гейзерная здесь неселевая на протяжении около 1.5 км – до подпрудного озера 2014 г.

Озеро является одним из результатов комплексного геоморфологического события – оползня-обвала января 2014 г. Его плотина сложена скальными обломками крупного размера и устойчива к размыву (рис. 1, *б*). Самостоятельный прорыв озера представляется маловероятным. Участие озерной воды в селевом процессе возможно только в случае нового обрушения левого борта долины непосредственно в озеро. На правом борту долины напротив плотины видны четкие следы подъема материала вверх по склону, после того как он ударился в борт ("run-up"). Высота подъема, по глазомерной оценке, достигает 40–50 м над нынешним руслом реки. На этом участке начинается протяженная зона трансформации обвала в сель. В районе устья притока – руч. Игрушка – трансформация завершается. Далее поток имел чисто селевый характер. Селевые заплески достигали 40 м на поворотных участках реки, они перекрыли все низкие террасы слоем до 0.5 м.

Очагом зарождения селя 2007 г. явился сложный оползень-обвал на левом борту долины. В зоне его отрыва сейчас имеется несколько мелких селевых очагов, разгрузка селей происходит на теле оползня. Сформированная в 2007 г. плотина в настоящее время прорезана рекой, и подпрудное озеро, существовавшее в 2007–2014 гг., – спущено. Устье р. Гейзерной не явилось точкой остановки селя 2007 г.: его следы прослеживаются далее по р. Шумной еще на 1–2 км, а затем русло реки приобретает обычный неселевой характер.

В притоках р. Гейзерной дешифрируются следы многочисленных малых селей, которые нередко заканчиваются подрезаемыми рекой конусами. Из правых притоков р. Гейзерной селевые очаги наблюдаются в долине безымянного ручья, впадающего чуть выше озера 2014 г. (рис. 2, *а*). Селевая

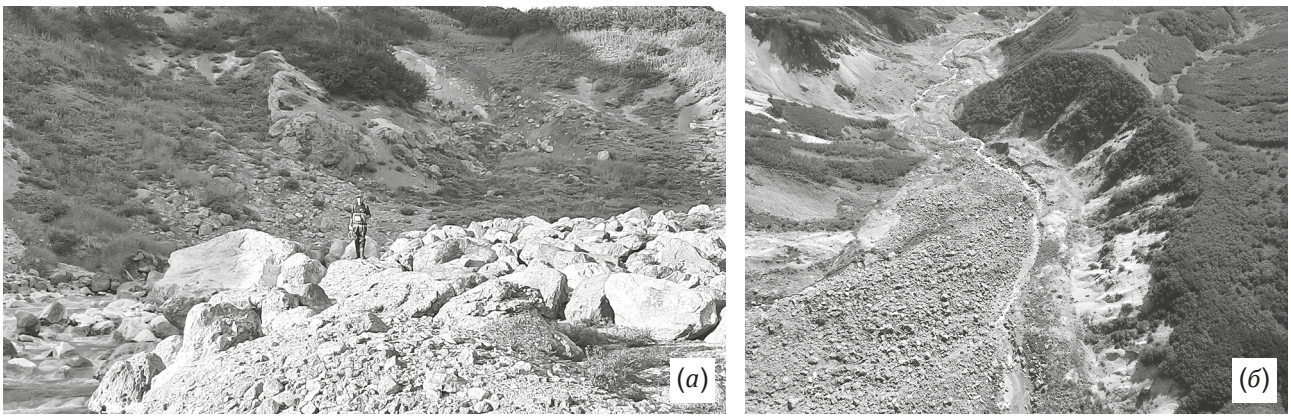


Рис. 1. Селевая терраса в верховьях Левой Гейзерной (*а*), нижняя часть обвальной плотины и начало трансформации оползня-обвала 2014 г. в сель (*б*).

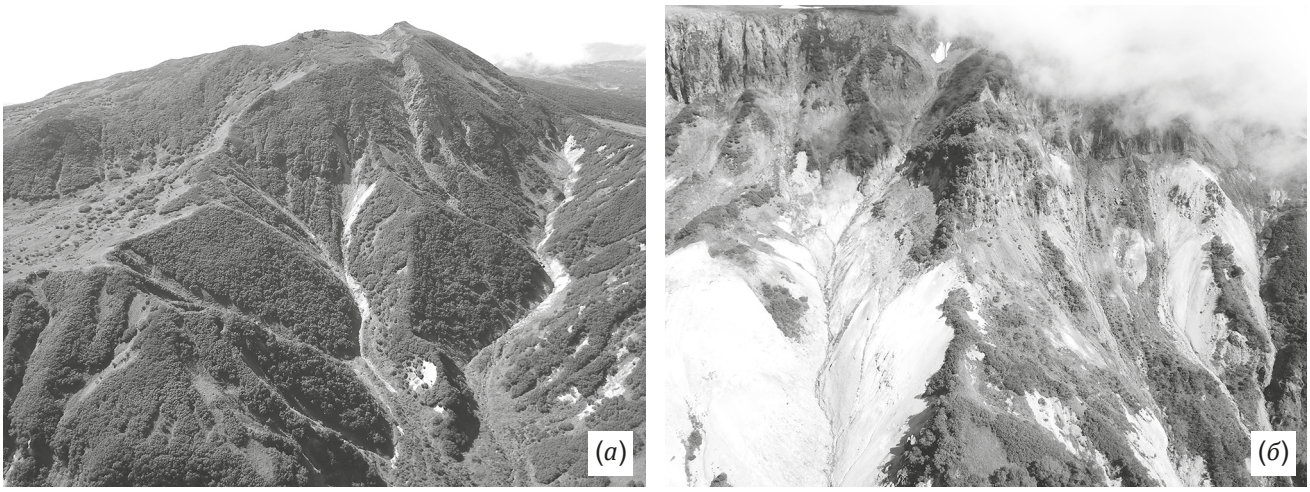


Рис. 2. Селевые очаги в верховьях притоков р. Гейзерной: (*а*) – правых, (*б*) – левых.

активность развита также в верховьях руч. Лавового, сели достигают его устья, но редко выходят в долину р. Гейзерной. Большое количество селевых очагов приурочено к левому борту долины на участках Верхнегейзерного и Гейзерного термальных полей (рис. 2, *б*). Здесь селеносными являются все притоки Гейзерной – от руч. Кровавого и до устья.

Впервые проведенные специализированные полевые работы и анализ материалов других исследователей показали, что долина р. Гейзерной – одна из самых селеопасных в Российской Федерации. Объемы селевых потоков здесь велики. Необходимо согласиться с мнением В.Н. Двигало и И.В. Мелекесцева [31], считающих высоким риск новых обрушений в долине. Этому способствует и тот факт, что гидротермальные процессы приводят к разогреву и трансформации коренных пород, а также к увлажнению склонов, примыкающих к реке. Весь левый борт долины р. Гейзерной на участке от устья руч. Кровавого до впадения в Шумную, совпадающий с кальдерообразующим разломом, является неустойчивым. На нем возможно формирование новых оползней и обвалов, трансформирующихся в селевые потоки.

Прохождение селей заметно перестраивает морфологию днища долины реки, где создаются, а затем быстро заполняются и/или уничтожаются подпрудные озера. С одной стороны, пока данные водоемы существуют, они являются перехватывающими для малых селей, приходящих с верховьев. С другой стороны, необходимо оценивать их потенциал прорывоопасности: при определенных условиях озера прорываются и накопленная в них вода служит источником жидкой

составляющей для селей, идущих вниз по р. Гейзерной. Существенным фактором является то, что формирование селей на участках термальных полей не подчиняется сезонным закономерностям, известным для невулканических районов. Крупные сели возможны здесь и в зимний период, поскольку активизация подземного нагрева может приводить к таянию снега на склонах. Мелкие сели снеготаяния и ливневые сходят по всем левым притокам реки начиная с руч. Кровавого и вплоть до устья. Правый борт долины также включает несколько селеопасных притоков. Формирование селей здесь, однако, подчиняется сезонным закономерностям: источниками водной составляющей селей служит весеннее таяние снега и летние дожди. Объемы селевых потоков не превышают 10 тыс. $м^3$, они формируют небольшие конусы выноса в устье, но не идут по главной реке. Отдельным районом селеформирования являются склоны вулкана Кихпиныч, где формируются селевые потоки, проходящие расстояние до 3–4 км. В настоящее время они не доходят до подпрудного озера 2014 г.

Оценка опасности селей на этой территории требует дополнительных исследований. Риски обвальных, оползневых и селевых процессов необходимо учитывать при планировании развития объектов для рекреации в Кроноцком заповеднике.

Обобщение данных проведено в рамках госзадания ИГ РАН АААА-А19-119021990091-4 (FMGE-2019-0005) (геоморфологические процессы в условиях газогидротермальной активности) и по теме госзадания МГУ им. М.В. Ломоносова, раздел I.7 (ЦИТИС 121051300175-4) (селевые процессы). Полевые работы в августе 2022 г. выполнялись в рамках проекта РНФ 21-17-00216.

1. Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения (1955–1963 гг.). М.: Наука, 1965. 172 с.

2. Belousov A., Voight B., Belousova M., Petukhin A. Pyroclastic surges and flows from the 8–10 May 1997 explosive eruption of Bezymianny volcano, Kamchatka, Russia // Bulletin of Volcanology. 2002. Vol. 64. P. 455–471. DOI:10.1007/s00445-002-0222-5.

3. Виноградов Ю.Б. О селевых явлениях на Камчатке // Труды КазНИГМИ. 1969. Вып. 33. С. 139–143.

4. Краевая Т.С. Краткая характеристика селеопасных районов Камчатки // Труды КазНИГМИ. 1969. Вып. 33. С. 144–150.

5. Краевая Т.С., Олюнин В.Н. Камчатка // Селеопасные районы Советского Союза / Ред. С.М. Флейшман, В.Ф. Перов. М.: Изд-во Московского университета, 1976. С. 163–168.

6. Евдотьев Ю.А. Селевая опасность горных районов Камчатки // Гляциологические исследования. 1976. № 25. С. 80–85.

7. Бударина О.И., Перов В.Ф. К оценке селевой опасности горных районов Камчатки // Проблемы противоселевых мероприятий. Алма-Ата: Казахстан, 1981. С. 201–212.

8. Бударина О.И., Перов В.Ф. Карта селеопасных районов Камчатки // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 1984. № 1. С. 86–88.

9. Перов В.Ф. Риск селей: Карта масштаба 1:10000000 // Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций: Российская Федерация. Дальневосточный федеральный округ / Ред. В.В. Разумов. М.: Дизайн. Информация. Картография, 2007. С. 92–93.

10. Перов В.Ф. Опасность и риск селей // Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций: Российская Федерация. Дальневосточный федеральный округ / Ред. В.В. Разумов. М.: Дизайн. Информация. Картография, 2007. С. 93–97.

11. Перов В.Ф., Бударина О.И. Опасность селей: Карта масштаба 1:10000000 // Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций: Российская Федерация. Дальневосточный федеральный округ / Ред. В.В. Разумов. М.: Дизайн. Информация. Картография, 2007. С. 90–91.

12. Горелова Н.Г. Чрезвычайные ситуации, вызванные селями: Карта масштаба 1:10000000 // Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций: Российская Федерация.

Дальневосточный федеральный округ / Ред. В.В. Разумов. М.: Дизайн. Информация. Картография, 2007. С. 96.

13. Перов В.Ф., Перекрест В.В. Экзогенные процессы. Сели // Опасные природные процессы Дальневосточного региона России. М.: Дизайн. Информация. Картография, 2008. С. 107–118.

14. Perov V., Chernomorets S., Budarina O., Savernyuk E., Leontieva T. Debris flow hazards in Russia: regional features and key events // Natural Hazards. 2017. Vol. 88 (Suppl. 1). P. 199–235. DOI:10.1007/s11069-017-2841-3.

15. Догановский А.М., Орлов В.Г. О возможности образования селей на сухих руслах вулкана Кроноцкого // Вопросы географии Камчатки. Вып. 6. 1970. С. 88–93.

16. Виноградов В.Н., Муравьев Я.Д. Взаимодействие лавы и льда на Ключевском вулкане при извержении 1983 г. // Вулканология и сейсмология. 1985. № 1. С. 29–46.

17. Сейнова И.Б., Черноморец С.С., Тутубалина О.В., Баринов А.Ю., Соколов И.А. Условия формирования селевых потоков в районах активного вулканизма (на примере вулканов Ключевской и Шивелуч, Камчатка). Часть 1 // Криосфера Земли. 2010. Т. 14. № 2. С. 29–45.

18. Сейнова И.Б., Черноморец С.С., Тутубалина О.В., Баринов А.Ю., Соколов И.А. Условия формирования селевых потоков в районах активного вулканизма (на примере вулканов Ключевской и Шивелуч, Камчатка). Часть 2 // Криосфера Земли. 2010. Т. 14. № 3. С. 29–36.

19. Сейнова И.Б., Черноморец С.С., Демянчук Ю.В. Эндогенный механизм формирования лахаров на андезитовых вулканах (на примере вулкана Шивелуч, Камчатка) // Геориск. 2014. № 4. С. 44–54.

20. Черноморец С.С., Сейнова И.Б. Селевые потоки на вулканах: Учебное пособие. М.: УНЦ ДО, 2010. 72 с.

21. Hu K., Ma C., Liu J., Zhang S., Chernomorets S. Lahars in central Kamchatka Peninsula, Far Eastern Russia // Mountain Research. 2015. Vol. 33. Iss. 1. P. 123–128. (in Chinese). DOI:10.16089/j.cnki.1008-2786.000017.

22. Salaorni E., Stoffel M., Tutubalina O., Chernomorets S., Seynova I., Sorg A. Dendrogeomorphic reconstruction of lahar activity and triggers: Shiveluch volcano, Kamchatka Peninsula, Russia // Bulletin of Volcanology. 2017. Vol. 79. 6. DOI:10.1007/s00445-016-1094-4.

23. Базанова Л.И., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пузанков М.Ю. Потенциальная опасность от извержений Авачинского вулкана // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 390–407.

24. Муравьев Я.Д., Клименко Е.С. Вулкано-гляциальное взаимодействие: ГИС-приложения к оценке лахароопасности (на примере Камчатки) // Лед и снег. 2014. Т. 54. № 4. С. 32–42.

25. Лебедева Е.В. Особенности селеформирования в вулканических регионах // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита: Труды 6-й международной конференции (Душанбе–Хорог, Таджикистан) / Ред. С.С. Черноморец, К.С. Висхаджиева. Душанбе: ООО «Промоушн», 2020. Т. 1. С. 460–469.

26. Лебедева Е.В., Сугробов В.М., Чижова В.П., Завадская А.В. Долина р. Гейзерной (Камчатка): гидротермальная деятельность и особенности рельефообразования // Геоморфология. 2020. № 2. С. 60–73. DOI:10.31857/S0435428120020066.

27. Лебедева Е.В., Балдина Е.А., Медведев А.А. Склоновые процессы в долине р. Гейзерной (Камчатка): результаты дешифрирования разновременных космических снимков высокого пространственного разрешения // Геоморфология. 2022. Т. 53. № 4. С. 3–16. DOI:10.31857/S0435428122040095.

28. Фролова Ю.В., Гвоздева И.П., Чернов М.С., Кузнецов Н.П. Инженерно-геологические аспекты гидротермальных преобразований туфогенных пород Долины Гейзеров (полуостров Камчатка) // Инженерная геология. 2015. № 6. С. 30–42.

29. Атлас долины реки Гейзерной в Кроноцком заповеднике / Ред. А.В. Завадская. М.: КРАСАНД, 2015. 88 с.

30. Пинегина Т.К., Делемень И.Ф., Дрознин В.А., Калачева Е.Г., Чирков С.А., Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Леонов В.Л., Селиверстов Н.И. Камчатская Долина Гейзеров после катастрофы 3 июня 2007 г. // Вестник ДВО РАН. 2008. № 1 (137). С. 33–44.

31. Кирюхин А.В., Рычкова Т.В. Условия формирования и состояние гидротермальной системы Долины Гейзеров (Кроноцкий заповедник, Камчатка) // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2011. № 3. С. 238–253.

32. Двигало В.Н., Мелекесцев И.В. Геолого-геоморфологические последствия катастрофических обвальных и обвально-оползневых процессов в камчатской Долине Гейзеров (по данным аэрофотограмметрии) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 5. С. 24–37.

33. Леонов В.Л. Обвал и оползень, произошедшие 4 января 2014 г. в Долине Гейзеров, Камчатка, и их последствия // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 1 (23). С. 7–20.

34. Zerkal O.V., Gvozdeva I.P. Landslide Activity and Landslide Hazard in Geyser Valley (Kamchatka Peninsula, Russia) // Natural Hazards and Risk Research in Russia. Innovation and Discovery in Russian Science and Engineering / V. Svalova (Ed.). Springer, Cham, 2019. P. 317–344. DOI:10.1007/978-3-319-91833-4_23.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР П-ВА ФАЙЛДС, АНТАРКТИДА

А.Е. Шаталова[1], Ю.А. Кублицкий[1], П.А. Леонтьев[1], С.Р. Веркулич[1,2], Д.А. Субетто[1], А.А. Тюрина[1]

[1] Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, г. Санкт-Петербург, Россия, shatalova10@gmail.com

[2] Арктический и антарктический исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, Россия

Аннотация. В комплексном исследовании донных отложений озер полуострова Файлдс был выполнен литологический анализ оз. Географов, определены органическая, карбонатная и минеральная составляющие методом потерь при прокаливании, выполнено XRF сканирование, определена магнитная восприимчивость кернов донных отложений. Выполнен разбор колонок донных отложений на образцы для проведения палинологического, диатомового, гранулометрического, биохимического (C, N), геохронологического анализа.

Ключевые слова: палеолимнология; донные отложения; реконструкция; озеро

THE FIRST RESULTS OF THE STUDY OF BOTTOM SEDIMENTS OF LAKES OF THE FILDS PENINSULA, ANTARCTICA

A.E. Shatalova[1], U.A. Kublitsky[1], P.A. Leontjev[1], S.R. Verkulich[1,2], D.A. Subetto[1], A.A. Turina[1]

[1] Herzen State Pedagogical University of Russia, Saint Petersburg, Russia

[2] Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

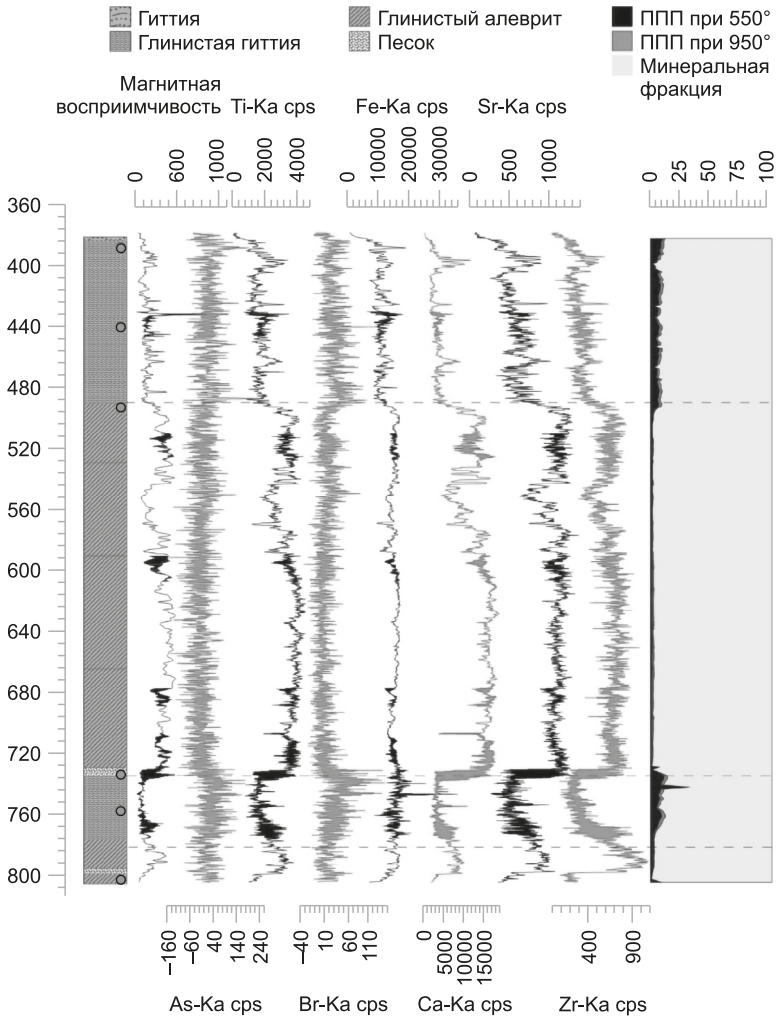
Abstract. In a comprehensive study of the bottom sediments of the lakes of the Filds Peninsula, a lithological analysis of the lake Geographers was performed. Organic, carbonate and mineral components were determined by the method of loss on ignitions, photo scanning, XRF scanning were performed, the magnetic susceptibility of bottom sediment cores was determined. The analysis of columns of bottom sediments into samples for performing palynological, diatom, granulometric, biochemical (C, N), geochronological analyses was performed.

Keywords: paleolimnology; bottom sediments; reconstruction; lake

Проведено исследование донных отложений озер п-ва Файлдс и о. Кинг-Джордж (Южные Шетландские острова, Антарктика). Большую часть острова занимает ледник, а в свободной ото льда части расположено несколько озер, которые пригодны для изучения палеолимнологическими методами. Работы по отбору донных отложений озер о. Кинг-Джордж выполнялись в 2019 г. в сезонном составе 65-й Российской антарктической экспедиции. Отобраны колонки донных отложений четырех озер на п-ве Файлдс: оз. Географов (мощность отложений 4.3 м), оз. Слаломное (мощность отложений 2 м), оз. Тригорское (рабочее название, мощность отложений 0.95 см), оз. Месяц (мощность отложений 1 м, менее чем в 1 км от края ледника).

Первые результаты аналитических исследований получены для донных отложений оз. Географов. Для выполнения комплекса анализов были выбраны керны 7 (382–450 см), 8 (430–530 см), 9 (510–610 см), 10 (590–690 см), 11 (677–777 см), 12 (706–806 см). Общая мощность колонки донных отложений оз. Географов составляет 4.24 м. Осадки представлены снизу вверх глинистыми алевритами (806–735 см) с прослоями песка (796–799 см), глинистыми гиттиями (796–384 см), гиттиями (384–382 см) с включениями прослоев мха (рисунок).

В РГПУ им. А.И. Герцена выполнен анализ потери массы при прокаливании при 550 и 950 °С для донных отложений оз. Географов (249 образцов). На основе полученных результатов по содержанию органического вещества (ППП при 550 °С) и карбонатного вещества (ППП при 950 °С) рассчитано содержание минерального вещества в каждом образце (рисунок).



Литология, магнитная восприимчивость, геохимия и потери при прокаливании донных отложений оз. Географов. Кружочками на литологической колонке обозначены образцы, отобранные на радиоуглеродный анализ.

Комплексное сканирование кернов выполнено в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН автоматизированной системой Geotek MSCL-XYZ. Магнитная восприимчивость (в единицах SI 10–5) измерялась с помощью системы Bartington MS3 и точечного датчика Bartington MS2E с шагом измерений 0.5 см вдоль секции колонки. Определение элементного состава донных осадков проводилось с помощью рентгенофлуоресцентного спектрометра Geotek (Rh анод) с гелиевой ячейкой (в составе автоматизированной системы Geotek MSCL-XYZ) с шагом 0.2–10.0 мм. Результаты определения некоторых элементов представлены на рисунке.

Выполнен корреляционный анализ данных определения элементного состава. Для изученной колонки установлена высокая корреляционная связь элементов Fe, Sr, Zr, Al, Si, Ti, K и обратная корреляция этой группы элементов с Br.

Первые результаты аналитических исследований позволяют провести предварительную оценку палеоклиматической информативности изучаемой коллекции кернов донных отложений озер, выполнить предварительное выделение этапов изменения условий осадконакопления в озерах. Существенные изменения литологии по разрезам осадков указывают на четыре этапа смены условий осадконакопления в оз. Географов и на его водосборной площади.

На основе результатов анализа динамики магнитной восприимчивости сделано предположение о наличии палеоклиматического сигнала в исследованных отложениях, проведено предварительное выделение синхронных этапов осадконакопления в озерах, связанных с климатическими флуктуациями [1].

Водосборный бассейн оз. Географов (глубина озера около 4 м) расположен в глубине п-ва Файлдс, вдали от интенсивного стока талых ледниковых вод; озеро имеет смешанное питание (атмосферные осадки, талые воды снежников на склонах). Вариации значений магнитной восприимчивости по разрезам донных отложений в целом могут рассматриваться как сигналы изменения доли автохтонного и аллохтонного вещества в осадке, т. е. косвенно указывать на рост или снижение поступления минерального материала с водосбора в озеро. Для антарктических пресноводных озер небольшой территории п-ва Файлдс климатический фактор можно считать ведущим в регулировании объемов поступления в них вод и, соответственно, минерального материала с поверхности водосборных бассейнов. В таком случае вариации значений магнитной восприимчивости по разрезам донных отложений в основном должны быть связаны с потеплением (рост значений) и похолоданием (снижение значений) в рассматриваемом районе.

В дальнейшем будут выполнены палинологический, диатомовый, гранулометрический, биохимический (C, N) и геохронологический анализы, результаты которых позволят создать высокодетализированную палеогеографическую реконструкцию.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 22-27-00437).

1. Mäusbacher R., Müller J., Schmidt R. Evolution of postglacial sedimentation in Antarctic lakes (King George Island) // Zeitschift für Geomorphologie. 1989. Vol. 33. Iss. 2. P. 219–234. DOI:10.1127/zfg/33/1989/219.

СТРОЕНИЕ ПОЙМЫ ВЕРХНЕГО ДНЕПРА В РАЙОНЕ АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ГНЁЗДОВО

Л.В. Шашерина[1], В.В. Новиков[2,3], В.В. Мурашёва[4], С.С. Зозуля[5], А.В. Панин[1]

[1] Институт географии РАН, г. Москва, Россия, lida.sh.vs@gmail.com
[2] Российский государственный гуманитарный университет, г. Москва, Россия
[3] ООО НИПИИ «ЭТ "Энерготранспроект"», г. Москва, Россия
[4] Государственный исторический музей, г. Москва, Россия
[5] Институт истории материальной культуры РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

Аннотация. Новые данные о строении поймы Днепра в районе раннесредневекового археологического комплекса Гнёздово позволяют дополнить представления об истории развития рельефа территории. Обобщение результатов геолого-геоморфологического профилирования пойменных сегментов уточнено новой ЦМР на основе воздушного лазерного сканирования (LiDAR). Работа актуальна в связи с реконструкциями ландшафтов исторического прошлого, а также поиском геоморфологических поверхностей, на которых мог селиться человек.

Ключевые слова: флювиальный рельеф; ЦМР; геоархеология; голоцен

THE STRUCTURE OF THE UPPER DNEPR FLOOD PLAIN IN THE AREA OF THE GNEZDOVO ARCHAEOLOGICAL COMPLEX

L.V. Shasherina[1], V.V. Novikov[2,3], V.V. Murasheva[4], S.S. Zozulya[5], A.V. Panin[1]

[1] Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2] Russian State University for the Humanities, Moscow, Russia
[3] LLC NIPII «ET "Energotransproekt"», Moscow, Russia
[4] State Historical Museum, Moscow, Russia
[5] Institute for the History of Material Culture, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

Abstract. New data on the structure of the Dnieper floodplain in the vicinity of the early medieval archaeological site of Gnezdovo allow us to supplement our understanding of the landform development history. The combination of the results of the floodplain geomorphological profiling is supplemented by a new DEM based on airborne laser scanning (LiDAR). The wok is important in terms of reconstructions of landscapes of the historical past, as well as the search for geomorphological surfaces on which human may have settled.

Keywords: fluvial landscape; DEM; geoarchaeology; Holocene

Цель данной работы – обобщить результаты исследований геолого-геоморфологического строения поймы Днепра в районе раннесредневекового археологического комплекса Гнёздово. В процессе многолетнего изучения территории памятника по скважинам, траншеям, в береговых обрывах, в археологических раскопах накопился обширный материал о морфологии и строении нескольких сегментов поймы, а также о возрасте их формирования. На текущий момент лучше всего изучен участок долины Днепра в районе Центрального селища гнёздовского комплекса, где геоморфологические исследования ведутся с 2005 г. [1–4]. С 2015 г. активно велись исследования на Днепровской курганной группе и в ее окрестностях [5, 6]. Новый этап в геоархеологических исследованиях комплекса наступил после получения высокодетальной цифровой модели рельефа (ЦМР) на основе воздушного лазерного сканирования (LiDAR) [7]. Работа актуальна в связи с непрекращающимися

попытками реконструировать ландшафт исторического прошлого, а также поиском поверхностей рельефа, на которых мог селиться человек.

Археологический комплекс Гнёздово расположен в 14 км к западу от города Смоленска. Комплекс курганных групп, селищ и городищ VIII–XI вв. вытянут на 5.5 км по обоим берегам Днепра и занимает как флювиальные, так и междуречные позиции в рельефе.

Днепр в районе археологического комплекса (и шире – от Смоленска до Катыни) имеет в целом меандрирующее русло, с частыми прямыми участками. Современная ширина русла в районе Гнёздова составляет от 60 до 80 м. В долине выделяются несколько уровней рельефа: разновысотная пойма, возвышающаяся над меженным уровнем реки на 4–9 м, и две надпойменные террасы (НПТ), первая из которых прослеживается по обоим берегам почти непрерывно, а вторая – фрагментарно. Высота террас: 10–13 м у первой НПТ, 13–15 м у второй НПТ [2]. Возраст террас: позднеледниково-голоценовый у нижней террасы и МИС4–3 у верхней.

Общая ширина долины – до 1.5 км, при этом большую ее часть занимают террасы, а ширина поймы колеблется в диапазоне от 200 до 700 м при средней ширине пояса меандрирования 450 м. Пойма сегментно-гривистая, морфологически делится на достаточно ровную раннесреднеголоценовую и отчетливо-гривистую высокую, сформировавшуюся в позднем голоцене [8]. В раннем и среднем голоцене Днепр в районе Смоленска не демонстрировал активной динамики. На 20-километровом участке долины вниз по течению от Смоленска обнаружены всего два палеомандра, датированные началом позднего голоцена [8].

В работе использованы полевые наблюдения и данные геолого-геоморфологического профилирования разных лет (по предшествующим работам авторов и коллективов исследователей из МГУ, ИГ РАН). Они дополнены морфологическим и морфометрическим анализом ЦМР. Выполнено сопоставление рельефа пойменных сегментов с известным внутренним строением и возрастом с сегментами, которые в подобном ключе не изучались. В первичном пойменном рельефе гривистый рисунок сохраняет положение древнего русла [9].

В ходе последнего полевого исследования выполнено ручное бурение буром Eijkelkamp на двух участках поймы с расположенными на них внутрипойменными озерами. Всего было пробурено 14 скважин по двум профилям (рис. 1, вдоль сегментов СГ3 и СГ4). Предполагалось найти вблизи

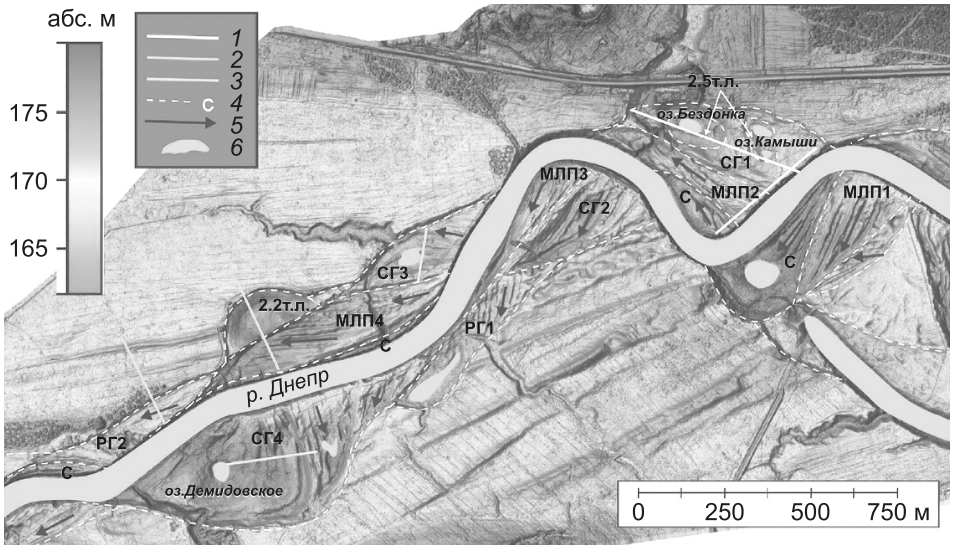


Рис. 1. ЦМР на основе лидарной съемки (методика построения описана в [4]).
1 – профили из [3]; *2* – профили из [6]; *3* – профили последнего полевого сезона (2022 г.); *4* – границы и индексы пойменных сегментов (буквы в индексах пойменных сегментов обозначают время начала формирования поймы, цифры – порядковый номер: С – современная, МЛП – малый ледниковый период, СГ – средний голоцен, РГ – ранний голоцен; два сегмента имеют индексом возраст формирования 2.5 тыс. л. н. и 2.2 тыс. л. н.).; *5* – основное направление осей гряд; *6* – водные объекты.

озер культурный слой, но он обнаружен не был. Полученные полевые материалы тем не менее полезны для уточнения строения поймы и ее возраста, для последующей реконструкции положения Днепра в период существования памятника.

Вместе с выполненным ранее бурением на других участках имеются шесть геолого-геоморфологических профилей через различные пойменные сегменты (рис. 1), построенные по 70 скважинам ручного и механического бурения. Для нескольких пойменных сегментов имеются радиоуглеродные датировки времени начала формирования аллювиальной толщи, выполненные по кровле русловой фации или подошве пойменной фации аллювия.

Изучены рельеф и строение восьми сегментов (рис. 1). Изученные пойменные уровни дешифрируются на ЦМР по высоте (они отделены друг от друга, от террас и от русла хорошо читаемыми уступами), а также по морфологии и направлению гривистого микрорельефа.

Палеорусловым анализом удалось выделить предположительно одновозрастные сегменты на левом берегу Днепра, которые бурением не изучены. Гривистый рельеф поймы разнообразен по своим морфологическим параметрам: выделяются сегменты с контрастным амплитудным рельефом,

Рельеф, строение и возраст пойменных сегментов, обозначенных на рис. 1, сегменты МЛП2, СГ1 и 2.5 тыс. лет по [3], сегменты МЛП4, 2.2 тыс. лет и РГ2 по [6] (расположены в таблице от наиболее молодого к древнему)

Пойменный сегмент (индекс на рис. 1)	Морфология, высота над урезом*	Общая схема строения	Возраст (абсолютный** или относительный)
С	Прирусловая отмель		
МЛП4	Ложбинно-гривистая, 3.5–6.0 м (до 8 м в восточном краю сегмента), относительная высота грив 1.0–1.5 м	Кровля русловой фации аллювия на глубине 0–2 м над урезом, выше 3–5 м пойменного аллювия	Поздний голоцен (после 300 л. н.)
МЛП2	Ложбинно-гривистая, 7.0–9.5 м, относительная высота грив 1.5–2.0 м	Кровля русловой фации аллювия на глубине 0–2 м над урезом, выше 3–7 м пойменного аллювия	Поздний голоцен (после 800 л. н.)
2.2 тыс. лет	Цирковидная котловина со сглаженными очертаниями, 3.5–5.0 м	Вскрыта подошва русловой фации аллювия на отметке –9 м под урезом реки, ее мощность 3 м, сверху перекрыта 10 м пойменного аллювия	Поздний голоцен (около 2.2 тыс. л. н.)
СГ1 и 2.5 тыс. лет	Пологоволнистая, 3–9 м, с двумя котловинами озер Бездонка и Камыши	Кровля руслового аллювия залегает в широком диапазоне высот относительно современного уреза – от –4 до +4 м, выше в среднем 5 м (до 10 м) пойменного аллювия	Около 2.5 тыс. лет с остаточными фрагментами возрастом 4–5 и 6–8 тыс. лет
СГ3	Ложбинно-гривистая, 4–7 м, относительная высота грив 1.0–1.5 м, озеро	Кровля русловой фации аллювия на глубине 0–2.5 м над урезом, выше 3–6 м пойменного аллювия	Старше сегментов МЛП4 и 2.2 тыс. лет
СГ4	Ложбинно-гривистая, наиболее контрастная среди других сегментов, 1–8 м, относительная высота грив 1.0–3.5 м, два озера	Кровля русловой фации аллювия на глубине от 2 м над современным урезом до 2 м под ним, перекрыт 3–4 м пойменного аллювия	Предположительно, самый молодой пойменный сегмент
РГ2	Пологоволнистая, 8–9 м	7–9 м пойменный аллювий (видимая мощность, подошва не вскрыта)	Ранний – средний голоцен (7 – 8–11 тыс. л. н.)

Примечание. * – имеется в виду высота над меженным урезом Днепра, 160.5 абс. м; ** – абсолютный возраст начала формирования аллювиальной толщи, т.е. по кровле русловой фации или подошве пойменной фации аллювия.

с колебанием высот в пределах поймы до 7 м, относительной высотой грив до 3.5 м. Это сегменты на выпуклых частях излучин, соответствующие МЛП и отчасти среднему голоцену. Существуют и сглаженные, волнистые пойменные уровни (как правило, более старые), с колебаниями высот в пределах поймы до 1 м. Они занимают притеррасное положение. Это сегменты раннего и отчасти среднего голоцена. В промежуточном положении находятся сегменты, которые сформированы в период повышенной паводковой активности Днепра. Это котловины озер Бездонка и Камыши и цирковидный пойменный сегмент в 1 км ниже по течению от них с возрастом формирования соответственно около 2.5 и 2.2 тыс. л. н. [3, 6]. Общее описание внутреннего строения пойменных уровней, а также их морфология и оценки возраста приведены в таблице.

Внутрипойменные озера на сегментах СГ3 и СГ4 отличаются от озер Бездонка и Камыши. Озеро на сегменте СГ3 имеет волнистые очертания и занимает понижение между пойменными гривами, прорезанными ручьем. Высота озера над урезом реки – 3.5 м, дно с поверхности сложено мелким песком (рис. 2). Судя по всему, оно появилось вследствие подпора стока ручья высоким валом на границе сегментов СГ3 и МЛП4. Ручей наполняет озеро и одновременно дренирует его; разгрузка грунтовых вод в уступе террасы, к которому прислонено озеро, также питает озеро.

На сегменте 2 расположены два небольших озера. Восточное озеро имеет волнистые очертания, вписанные в межгривные понижения рельефа (схожие с озером сегмента СГ3), высоту над урезом Днепра 2 м. Скорее всего, озеро образовалось вследствие локального подтопления – разгрузки грунтовых вод в тыловой части поймы. Признаки постоянного почвенного переувлажнения

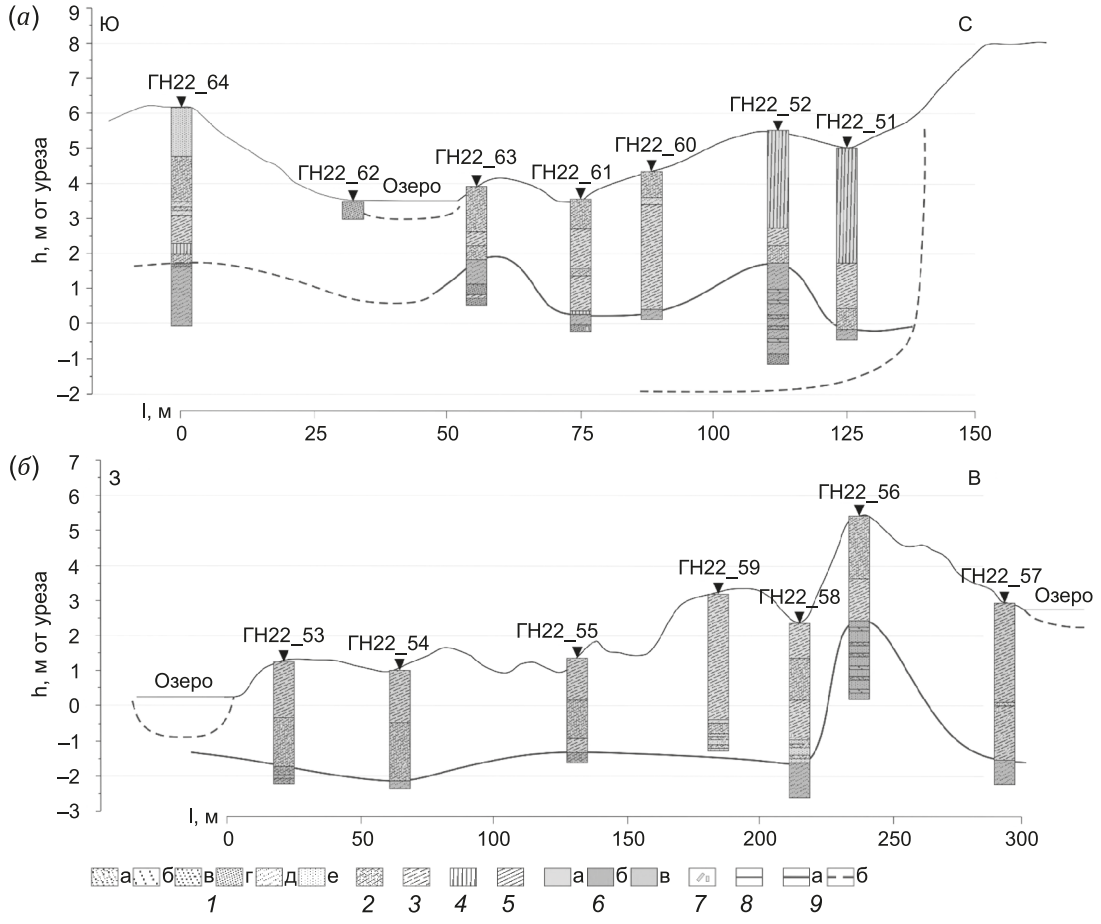


Рис. 2. Геолого-геоморфологические профили через пойменные сегменты 6 (*а*) и 2 (*б*).
Литологический состав отложений: *1* – песок: а – разнозернистый, б – грубозернистый, в – крупнозернистый, г – среднезернистый, д – мелкозернистый, е – тонкозернистый; *2* – супесь; *3* – суглинок; *4* – алеврит; *5* – глина; *6* – фация аллювия: а – русловая, б – пойменная, в – пойменных водоемов; *7* – органические макроостатки; *8* – профиль рельефа; *9* – стратиграфические границы: а – точные, б – неточные.

отмечаются в отложениях, пробуренных у края озера (скв. Гн22–57, рис. 2). Западное озеро – Демидовское – имеет почти правильную округлую форму, расположено в центре поймы, а не в тыловой ее части. Дно озера сложено плотными слоистыми супесями (достаточно крупными осадками), что может указывать на тесную связь озера и русла реки, а также на сравнительно недавнее его формирование. Демидовское образовалось позже, чем описанные выше озера; возможно, и механизм его образования иной.

Пойменно-русловой комплекс на исследуемом участке разнообразен. Наиболее древние поймы обладают самым мощным аллювием. Наиболее высокие участки молодых позднеголоценовых сегментов расположены в прирусловой части. В то же время существуют сниженные участки притеррасных старых пойменных сегментов. Особенность поймы на изученной территории – наличие различных по происхождению внутрипойменных озер.

В недавно изученных пойменных сегментах культурный слой не обнаружен. Судя по скоростям русловых переформирований (до 2 см/год по [8]) и возникновению молодых сегментов, можно предположить, что рельефообразующая деятельность реки могла уничтожить пойменные участки с культурным слоем.

Геоморфологические работы выполнены при поддержке РНФ, проект 22-27-00639. Археологические работы выполнены в рамках темы НИР FMZF-2022-0015.

1. Мурашева В.В., Панин А.В., Фетисов А.А. Междисциплинарные исследования в археологии (по результатам исследования Гнёздовского археологического комплекса) // Средние века. 2009. Т. 70. № 3. С. 132–147.

2. Panin A.V., Adamiec G., Arslanov K.A., Bronnikova M.A., Filippov V.V., Sheremetskaya E.D., Zaretskaya N.E., Zazovskaya E.P. Absolute chronology of fluvial events in the Upper Dnieper River system and its palaeogeographic implications // Geochronometria. 2014. Vol. 41. Iss. 3. P. 278–293. DOI:10.2478/s13386-013-0154-1.

3. Бронникова М.А., Панин А.В., Шеремецкая Е.Д., Борисова О.К., Успенская О.Н., Пахомова О.М., Мурашева В.В., Беляев Ю.Р., Бобровский М.В. Формирование поймы Днепра в районе Гнёздовского археологического комплекса в среднем и позднем голоцене // Гнездовский археологический комплекс: Материалы и исследования / Ред. С.Ю. Каинов. М., 2018. Вып. 1. С. 28–68.

4. Новиков В.В., Горячев И.О., Сагманова Г.М. Новая ГИС Гнёздовского археологического комплекса. Структура, практика применения // Гнёздовский археологический комплекс: Исторический ландшафт, картография, современные методы исследования. М., 2021. С. 78–87.

5. Зозуля С.С. Исследования в Днепровской курганной группе Гнёздовского археологического комплекса в 2010–2012 гг. // Гнездовский археологический комплекс: Материалы и исследования / Ред. С.Ю. Каинов. М., 2018. Вып. 1. С. 182–211.

6. Шашерина Л.В., Стефутин С.А., Зозуля С.С., Карпова Ю.О. Геоморфологические условия формирования раннесредневековых поселений в Днепро-Двинском регионе, северо-запад Европейской России // Геоморфология. 2022. Т. 53. № 3. С. 134–145. DOI:10.31857/S0435428122030166.

7. Новиков В.В. Воздушное лазерное сканирование на базе БПЛА для изучения объектов археологии в европейской части России // Поволжская археология. 2022. № 1 (39). С. 232–246. DOI: 10.24852/pa2022.1.39.232.246.

8. Panin A., Bronnikova M., Filippov V., Sheremetskaya E. Geomorphology and Late Valdai (Vistulian) – Holocene history of the Upper Dnieper River valley // Geoarchaeological issues of the Upper Dnieper – Western Dvina River region (Western Russia): fieldtrip guide. Moscow–Smolensk: Universum, 2012. P. 10–19.

9. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. Т. 1. 608 с.

СЕЙСМОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В РЕЛЬЕФЕ И РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ФЕННОСКАНДИИ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

С.В. Шварев

Институт географии РАН, г. Москва, Россия, s.v.shvarev@gmail.com
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. В работе представлен обзор современного состояния в исследованиях сейсмогенных деформаций в рельефе и рыхлых отложениях Фенноскандии и прилегающих территорий, включая части материковых территорий примыкающих Восточно- и Западно-Европейской плит, акватории омывающих полуостров морей и крупных внутренних водоемов, островов и архипелагов. На исследуемых территориях распространены все типы сейсмогенных деформаций, сформированных в результате комбинированного воздействия процессов ледниковой изостазии и латерального давления со стороны Срединно-Атлантического хребта. Временной диапазон сильных землетрясений оказывается более широким, чем считалось ранее, с максимумом в позднеледниковье и раннем голоцене. Молодые события датируются средним и поздним голоценом, а древние землетрясения – поздним и средним плейстоценом. Максимальная магнитуда палеоземлетрясений достигала 7.9–8.1, а разрядка напряжений происходила неоднократно.

Ключевые слова: палеоземлетрясение; активизация разломов; Фенноскандинавский щит; голоцен; плейстоцен

SEISMOGENIC DEFORMATIONS IN THE RELIEF AND LOOSE SEDIMENTS OF FENNOSCANDIA AND ADJACENT TERRITORIES

S.V. Shvarev

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, s.v.shvarev@gmail.com
Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. The paper presents an overview of the current state in studies of seismogenic deformations in the relief and loose sediments of Fennoscandia and adjacent territories, including parts of the mainland territories of the adjacent East and West European plates, the waters of the seas surrounding the peninsula and large inland reservoirs, islands and archipelagos. All types of seismogenic deformations are common in the studied territories. They were formed as a result of the combined effects of glacial isostasis and lateral pressure from the Mid-Atlantic Ridge. The time range of strong earthquakes turns out to be wider than previously thought with a maximum in the Late Glacial and Early Holocene. Young events date from the Middle and Late Holocene, and ancient earthquakes date from the Late and Middle Pleistocene. The maximum magnitude of paleoearthquakes reached 7.5–8.0, and stress discharge occurred repeatedly.

Keywords: paleoearthquake; activation of faults; Fennoscandian shield; Holocene; Pleistocene

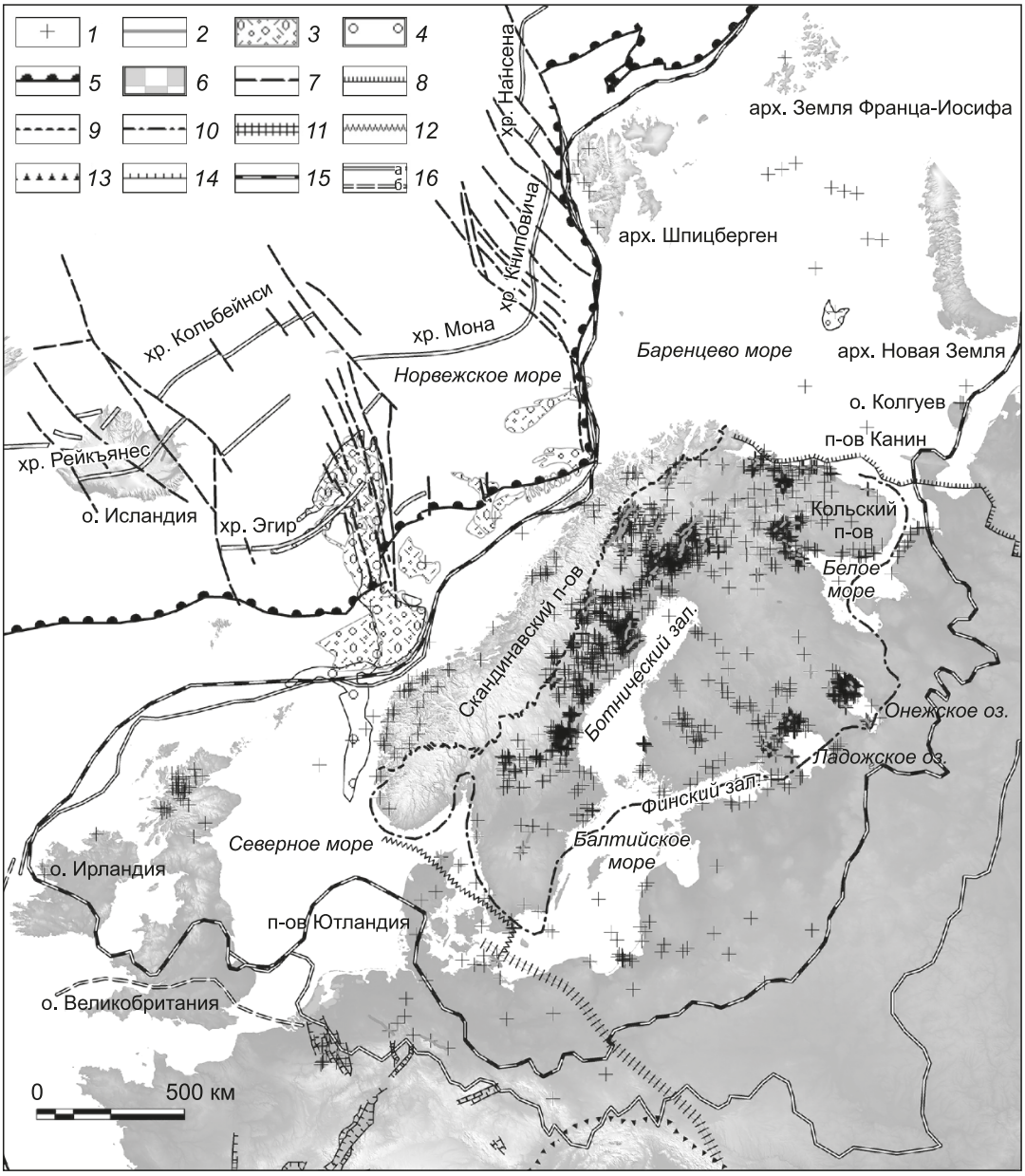
Фенноскандия – регион, три особенности развития рельефа которого способствовали развитию представлений о тектонических движениях как части общего процесса эволюции Земли и, в частности, новейших и современных [1]: во-первых, это область развития Фенноскандинавского кристаллического щита, выведенного на поверхность основания платформы, непосредственно реагирующего на тектонический режим и экспонирующего блоковое строение; во-вторых, это область развития Скандинавского ледникового щита, способствовавшего интенсивным вертикальным движениям земной коры в плейстоцене; в-третьих, широкое развитие следов позднепослеледниковых

бассейнов (террас, береговых образований), являющихся реперами для изучения как общих тенденций тектонического режима, так и дифференцированных движений. На основе исследований Фенноскандии заложились представления о блоковом строении земной коры и, как ни парадоксально, о сейсмогенной природе деформаций в рыхлых отложениях, таких как кластические дайки [2], и сейсмогенном воздействии на формирование типичных ледниковых морен [3]. Связь тектоники и рельефа в Фенноскандии исследуется начиная с конца XVII в., если учитывать вопрос о поднятии Фенноскандии, а активность разрывных структур – с конца XIX в. С конца XX в. интенсивно изучаются сейсмогенные деформации рельефа и подстилающего субстрата (скальных пород и рыхлых отложений). Сильные землетрясения связываются, прежде всего, с постледниковым изостатическим поднятием Фенноскандии. Однако имеется достаточно признаков, чтобы не ограничивать причины сильных землетрясений только этим фактором, а рассматривать комбинированное воздействие, включающее собственно тектонические причины, связанные с периодической активизацией в течение всего фанерозоя на фоне преобладающих восходящих движений, и латеральное давление, связанное с развитием Срединно-Атлантического хребта, обеспечивавшее триггерный эффект для сильных землетрясений при наложении на изгибные напряжения в литосфере, формируемые во время таяния ледника [4].

В последнее десятилетие кардинально возросло количество и качество данных по сейсмогенным деформациям, и это связано с применением современных методов исследований: а) детального анализа структуры рельефа на основе ЦМР, построенных с использованием высокоразрешающих средств (стереоскопические космические и аэроснимки, БПЛА, радиолокационная и лазерная съемка на суше, многолучевое эхолотирование в акваториях); б) методов детального изучения разрезов рыхлых отложений (тренчинг, бурение с анализом структурных и текстурных неоднородностей, детальное геофизическое профилирование); в) инструментального определения возраста (радиоуглеродное, оптико- и термолюминесцентное). Значительное количество новых данных, полученных как на суше, так и в акваториях внешних морей и внутренних водоемов, актуализирует задачу пространственного сопоставления типов деформаций, возраста их формирования, предлагаемых причин и механизмов. Критический анализ сведений о сейсмогенных деформациях, полученных с начала XX в., синтез их с новыми данными, в совокупности включающими около 400 исследований, содержащих сведения о более чем 3000 мест проявлений, позволили оценить их пространственное распространение и распределение по основным типам (рисунок).

Наиболее крупными нарушениями являются активизированные в постледниковое время разломы в кристаллическом фундаменте, распространенные главным образом на севере Норвегии, Швеции и Финляндии и объединенные в Лапландскую провинцию. Эти объекты обладают прямыми признаками первичных сейсмогенных деформаций (сейсмотектонических) и связаны с выходами на поверхность очагов сильных землетрясений. Высота приразломных уступов достигает первых десятков метров, а протяженность эшелонированных разрывов – первых сотен километров. Менее крупные разрывы с амплитудой в десятки сантиметров и первых метров распространены гораздо шире и обнаруживаются далеко за пределами Лапландской провинции и в западной, и в восточной части Фенноскандии в виде многочисленных уступов и трещин-ущелий. В морях, омывающих Фенноскандию, и крупных озерах в ее пределах обнаруживаются не менее крупные активизированные нарушения, чем на суше. Детальное картирование таких разломов в южной части Норвежского и в Северном море позволило расширить известную Лапландскую провинцию [5–8] за счет прилегающей акватории [9]. Признаки таких разломов обнаруживаются в Кандалакшском заливе, вдоль Мурманского побережья, в акваториях Онежского и Ладожского озер, в оз. Веттерн, в западной части Балтийского моря. В северо-западной части Фенноскандии крупные трещины-ущелья продольно разрывают гребни водоразделов и могут быть отнесены к гравитационно-сейсмотектоническим нарушениям, подобным широкоизвестным в сейсмоактивных районах «сакунгам». Третий распространенный тип сейсмогенных деформаций – сейсмогравитационный. Массовое распространение оползней, преимущественно в ледниковых отложениях, характерно для Лапландской разломной провинции. По последним данным на территории Швеции обнаружено около

2 тыс. оползней, связываемых с палеоземлетрясениями, несколько меньше – на территориях Норвегии и Финляндии. Отсутствие данных лазерного сканирования в восточной части Фенноскандии не позволяет корректно оценить распространение оползней, однако локальные исследования обнаруживают их массово, как, например, в Северном Прионежье. Крупнейшими сейсмогравитационными образованиями являются подводные оползни, и прежде всего оползень Storrega [10]. Крупные оползни характерны для Кандалакшского залива, фьордов Западной Норвегии. Значительным распространением на территории кристаллического щита пользуются сейсмовибрационные



Распространение палеосейсмогенных деформаций в рельефе и рыхлых отложениях Фенноскандии и прилегающих территорий.

Палеосейсмогенные деформации: *1* – места проявления деформаций; *2* – активизированные постледниковые разломы; *3* – крупнейшие оползни; *4* – поля покмарок; элементы тектонического строения: *5* – бровка материкового склона; *6* – сегменты срединно-океанического хребта; *7* – трансформные разломы; *8* – северное ограничение Русской плиты; *9* – граница зоны каледонской складчатости; *10* – граница щита; *11* – зона Тессейра-Торнквиста; *12* – зона Соргенфрей-Торнквиста; *13* – границы основных кайнозойских внутриплатформенных грабенов; *14* – граница зоны альпийского орогенеза; элементы палеогеографии: *15* – максимальная граница Валдайского ледникового покрова; *16* – максимальная граница Московского ледникового покрова.

деформации, проявляющиеся разнообразными зонами дробления в виде глыбовых развалов, скопления трещин, скальных выколов. Помимо этих характерных проявлений, к следам сильных землетрясений можно отнести скальные пещеры, широко распространенные в Фенноскандии. Только на территории Швеции их около 2.9 тыс., и 70 % из них сейсмогенные [11]. В последнее время массово обнаруживаются деформации сейсмогидродинамического типа, связанные с разжижением и флюидизацией. Они распространены как в пределах кристаллического щита, в Швеции, на Кольском полуострове, так и в значительной степени за его пределами – в Прибалтике, Польше, Германии, Дании, по берегам Белого моря. Мощные зоны флюидизации (покмарковые поля), приуроченные к разломам, развиты в Северном и Норвежском морях. Аналогичные проявления изучены в Балтийском море, акваториях Ладожского и Онежского озер.

Для постледниковых разломов установлено, что временем преимущественной активизации является ранний голоцен – период, непосредственно последовавший за деградацией оледенения. Накопление датировок косейсмических явлений, в т.ч. оползней, деформационных горизонтов, а также обнаружение подледниковых сейсмогенных форм рельефа позволили расширить этот диапазон и установить периоды активизации в голоцене: 11–9.7 тыс. л. н.; 6–5 тыс. л. н.; 1.8–1.3 тыс. л. н. [12]. Подобные периоды установлены и в Прионежье – 9.8–9.5 тыс. л. н.; 7.2–6.8 тыс. л. н.; 4.3–4.1 тыс. л. н.; 3.2–2.1 тыс. л. н. [13]. Следы сейсмических событий вплоть до позднего голоцена установлены в Приладожье, на Карельском перешейке, по берегам Кандалакшского залива. С другой стороны, устанавливаются более ранние, чем позднеледниковые, палеоземлетрясения, относимые как к периоду надвигания ледника, так и к межледниковьям – поздне- и среднеплейстоценовым.

По расчетным данным, соответствующим параметрам деформаций и известным соотношениям, максимально оцененная магнитуда землетрясений, породивших крупнейшие разломы Лапландской провинции, достигала 7.9–8.1 [14, 15]. Однако и максимальные оценки по параметрам вибрационных и сейсмогравитационных деформаций показывают близкие результаты – от 7.1 [16] до 8.0 [11, 17].

В пределах Фенноскандии, смежных регионов и акваторий распространено значительное количество всех типов палеосейсмогенных деформаций в рельефе и рыхлых отложениях, свидетельствующих о сильных землетрясениях магнитудой до 8, проявлявшихся здесь с различной периодичностью от среднего плейстоцена до позднего голоцена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект №23-27-002054).

1. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 158 с.

2. Strangways W.T.H.F. Geological sketch of the environs of St. Petersburgh // Transactions of the Geological Society. 1821. Vol. 5. P. 392–458. DOI:10.1144/transgsla.5.392.

3. De Geer G. Geochronologia suecica principles. Almqvist & Wiksell, Stockholm, 1940. 367 p.

4. Wu P., Jonston P., Lambeck K. Postglacial rebound and fault instability in Fennoscandia // Geophysical Journal International. 1999. Vol. 139. Iss. 3. P. 657–670. DOI:10.1046/j.1365-246x.1999.00963.x.

5. Kujansuu R. Recent faults in Lapland // Geologi. 1964. Vol. 16. P. 30–36 (in Finnish).

6. Olesen O. The Stuoragurra fault, evidence of neotectonics in the Precambrian of Finnmark, Northern Norway // Norsk Geologisk Tidskrift. 1988. Vol. 68. P. 107–118.

7. Lagerbäck R. Neotectonic structures in Northern Sweden // Geologiska Föreningen I Stockholm Förhandlingar. 1978. Vol. 100. P. 263–269. DOI:10.1080/11035897809452533.

8. Lagerbäck R., Sundh M. Early Holocene faulting and paleoseismicity in Northern Sweden. Geological Survey of Sweden Research Paper C 836. 2008. 80 p.

9. Eldholm O., Bungum H. Potential secondary events caused by Early Holocene paleoearthquakes in Fennoscandia – a climate-related review // Norwegian Journal of Geology. 2021. Vol. 101. 202108. DOI: 10.17850/njg101-2-3.

10. Evans D., King E.L., Kenyon N.H., Brett C., Wallis D. Evidence for long-term instability in the Storegga Slide region of Western Norway // Marine Geology. 1996. Vol. 130. Iss. 3–4. P. 281–292. DOI:10.1016/0025-3227(95)00135-2.

11. Mörner N.-A., Sjöberg R. Merging the concepts of pseudokarst and paleoseismicity in Sweden: A unified theory on the formation of fractures, fracture caves, and angular block heaps // International Journal of Speleology. 2018. Vol. 47. Iss. 3. P. 393–405. DOI:10.5038/1827-806X.47.3.2225.

12. Ojala A.E.K., Markovaara-Koivisto M., Middleton M., Ruskeeniemi T., Mattila J., Sutinen R. Dating of paleolandslides in Western Finnish Lapland // Earth Surface Processes and Landforms. 2018. Vol. 43. Iss. 11. P. 2449–2462. DOI:10.1002/esp.4408.

13. Lukashov A.D. Paleoseismotectonics in the northern part of Lake Onega (Zaonezhskij Peninsula, Russian Karelia). Nuclear Waste Disposal Research: Report YST-90. Espoo: Geological Survey of Finland, 1995. 36 p.

14. Markovaara-Koivisto M., Ojala A.E.K., Mattila J., Kukkonen I., Aro I., Pullinen A., Hänninen P., Middleton M. et al. Geomorphological evidence of paleoseismicity: Surficial and underground structures of Pasmajärvi postglacial fault // Earth Surface Processes and Landforms. 2020. Vol. 45. Iss. 12. P. 3011–3024. DOI:10.1002/esp.4948.

15. Ojala A.E.K., Mattila J., Ruskeeniemi T., Palmu J.-P., Nordbäck N., Kuva J., Sutinen R. Postglacial reactivation of the Suasselkä PGF complex in SW Finnish Lapland // International Journal of Earth Sciences, 2019. Vol. 108. Iss. 3. P. 1049–1065. DOI:10.1007/s00531-019-01695-w.

16. Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Сейсмотектонические последствия развития покровных оледенений четвертичного периода в Кольском регионе // Геоморфология. 2003. № 2. С. 61–64.

17. Шварев С.В., Родкин М.В. Структурная позиция и параметры палеоземлетрясений в районе горы Воттоваара (Средняя Карелия, восточная часть Фенноскандинавского щита) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2017. Т. 44. № 2. С. 35–60. DOI:10.21455/VIS2017.2-3.

СПЕЦИФИКА РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА К ЮГУ ОТ СОВРЕМЕННОЙ ОБЛАСТИ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДОВ ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ КРИОГЕНЕЗА И КРИОПЕДОГЕНЕЗА В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ПОЗДНЕМ КВАРТЕРЕ

В.С. Шейнкман, С.Н. Седов

Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, г. Тюмень, Россия, vlad.sheinkman@mail.ru
Тюменский государственный университет, г. Тюмень, Россия

Аннотация. Представлены новые материалы, раскрывающие особенности формирования рельефа на территории Западной Сибири к югу от области современного распространения полигонально-жильных льдов при взаимодействии криогенеза и криопедогенеза в позднем квартере. Акцент сделан на изучении самых информативных палеокриогенных образований – псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам. Рассмотрено образование таких форм и связанного с ними рельефа, а также участие в их заполнении криогидроморфных палеопочв, впервые обнаруженных на данной территории авторами. Также впервые в регионе гумус этих почв использован для датирования ^{14}C-AMS-методом. Временная привязка изученных псевдоморфоз позволила уточнить ход их развития в позднем квартере. Оценена роль этих образований в рельефе.

Ключевые слова: криогенез; криопедогенез; взаимодействие; псевдоморфозы по полигонально-жильному льду

SPECIFIC RELIEF FORMATION IN THE LATE PLEISTOCENE DURING THE INTERACTION OF CRYOGENESIS AND CRYOPEDOGENESIS IN WEST SIBERIA TO THE SOUTH OF THE MODERN POLYGONAL ICE WEDGE AREA

V.S. Sheinkman, S.N. Sedov

Earth Cryosphere Institute of the Tyumen Scientific Centre, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russia

Tyumen State University, Tyumen, Russia

Abstract. There are presented new materials showing specificity of relief formation at the West-Siberian area to the south of the modern boundary of polygonal ice wedge distribution during interaction of cryogenesis and cryopedogenesis in the Late Pleistocene. The accent was put on study of polygonal ice wedge pseudomorphs – the most informative paleocryogenic formation. Development of such forms and their links with relief formation has been considered, as well as contribution of cryohydromorpic palaeosols, first revealed in this area by present authors, in filling of the pseudomorphs. Humus of such soils was also first used in the region for dating by the ^{14}C-AMS method. Timing reference of the studied pseudomorphs allowed to precise the course their development in the Late Quaternary. The role of such formations in relief is estimated too.

Keywords: cryogenesis; cryopedogenesis; interaction; polygonal ice wedge pseudomorphs

Авторы, продолжая тематику о взаимодействии криопедогенеза и криогенеза как элемента палеокриологического развития Западной Сибири [1–3], представляют материалы по его детализации на основе новых результатов изучения территории южнее современной области распространения полигонально-жильных льдов (ПЖЛ). Было выявлено, что палеокриогенные образования здесь ясно отражают специфику морфогенеза в МИС-3 и МИС-2, а основным их маркером становятся на севере Западной Сибири толщи с развитием псевдоморфоз по ПЖЛ.

Некоторые авторы [4, 5] предлагали для прошлых эпох в регионе сценарии с близкими к антарктическим пустыням, крайне криоаридными условиями, и встал вопрос: криогенез какого типа здесь протекал. Наш анализ вскрыл неправомерность помещения в это пространство экстремальных, относимых к холодным пустыням, явлений с соответствующим типом морфогенеза – оно сделано за счет наделения доминантными свойствами элементов криогенных систем подчиненного, а не главного ранга.

Псевдоморфозы по ПЖЛ являются наиболее информативным объектом палеокриологического исследования, и акцент авторами был сделан на их изучении. Было установлено, что рассматриваемая территория покрыта чехлом преимущественно каргинских аллювиальных осадков, а в сартанское время они были рассечены сетью ПЖЛ. В терминальную фазу позднего квартера эти льды стали вытаивать и замещаться псевдоморфозами, которые оказались связаны с впервые выявленными авторами в регионе криогидроморфными палеопочвами [3, 6, 7] на подошве былого сезонно-талого слоя (СТС). Они накапливали память о среде развития [8], и данные о ней проявляются даже визуально – сизый цвет субстрата почв на контакте с переувлажненной подошвой СТС становится бурым ввиду осаждения на мерзлой основе гидроксидов железа, мобилизованного в восстановительной среде лежащего выше тела почвы. Аналогичный процесс шел при формировании псевдоморфоз: фрагменты криогидроморфной почвы постепенно сползали в освобождаемый льдом объем, примерзали к еще холодным стенкам образуемых псевдоморфоз и добавочно увлажнялись на тающей поверхности льда. На мерзлых стенках также осаждались гидроксиды железа, мобилизованного в восстановительной среде субстрата псевдоморфоз, и возникало, повторяя очертания былых ПЖЛ, их бурое обрамление: вверху оно становилось сопряженным с основанием изначально сформированной криогидроморфной почвы.

По выявленным палеопочвам проведено ^{14}C-AMS-датирование. Ранее оно в регионе по такому материалу не проводилось; используя морфоны (обогащенные гумусом и захороненные фрагменты палеопочв), авторы получили временную привязку процессов развития ПЖЛ, псевдоморфоз по ним и вмещающих их отложений. По породам, вмещаемым псевдоморфозы, получены значения возраста каргинские, по морфонам в псевдоморфозах – позднесартанские. Дополнили картину датировки поверхностных почв – альфегумусовых подзолов, формировавшихся с середины голоцена и ставших атрибутом развития уже на талых, хорошо дренированных породах.

Исследования авторов выявили на рассматриваемой территории широкое развитие разных полигонально-жильных структур (ПЖС), как псевдоморфоз по ПЖЛ, так и изначально-грунтовых жил (ИГЖ) – информативного индикатора прежней криолитозоны. Их изучение показало: они формировались при участии талых вод [7], что в условиях холодной пустыни было бы невозможно. ПЖС ясно демонстрировали своими индикационными свойствами, что в нашем случае в криохроны действительно имели место криоаридные условия с низкотемпературной криолитозоной. Но их главными признаками была не только долгая холодная малоснежная зима, но и теплое, пусть и непродолжительное, лето, определяющее хорошую выраженность СТС и питание ПЖЛ талыми и дождевыми водами, даже если количество было ограниченным.

Развитие ПЖС определяло своеобразный рельеф в регионе, и детализировать его развитие позволило именно изучение палеопочв. Нужно учесть, что криогидроморфные палеопочвы, которые должны закономерно образовываться в регионе в условиях криохронов [9], в первозданном виде встречаются здесь редко, поскольку чаще проявляют себя в виде редуцированных реликтов, и в представительной форме сохраняются как переотложенные педоседименты в заполнении псевдоморфоз по ПЖЛ. Этому есть причины – рассмотрим их на репрезентативных примерах в низовьях р. Надым. На ее левобережье есть карьер (65°21'02.0" с.ш., 72°58'05" в.д.), вскрывающий широкий набор палеокриогенных, педогенных и посткриогенных образований (рис. 1). Река врезается здесь в прилегающую к Обской губе равнину и при уровне воды на отметках около 10 м образует 15–20-метровые террасы, относящиеся к категории второй надпойменной террасы. Карьер вскрыл песчаное тело одной из них, сформированное [7, 10] во второй половине МИС-3 и рассеченное ПЖЛ в МИС-2. Коллизия в том, что различные авторы интерпретируют строение осадков в стенке карьера по-разному [1, 5], и суть ее отражает факт того, что на входе строящихся моделей в качестве доминант могут ставиться те их элементы, что доминантами не являются. А это с позиций их взаимодействия недопустимо. На террасу на рассматриваемом участке налегает активная дюна (рис. 1), а ранее в [4] было высказано предположение, что на севере Западной Сибири в криохрон МИС-2 развивалась именно холодная пустыня с активными эоловыми процессами, что обосновано тем, что в песках под голоценовыми торфяниками отмечены следы эоловой обработки. Однако во многих районах с низкотемпературной криолитозоной это характерно для аллювия [11]. Проведя морфоскопический анализ кварцевых зерен в осадках МИС-2, авторы [10] отметили эоловое участие, но выявили: оно

Рис. 1. Стенка карьера на левом берегу р. Надым, участок: 65°21'02.0" с.ш., 72°58'05" в.д. (фото из архива В.С. Шейнкмана).

не превалирует. В осадках сочеталось криогенное, ветровое и флювиальное воздействие, фиксируя то, что летом и в условиях МИС-2 водотоки здесь были свободны ото льда, питаясь талыми снеговыми и дождевыми водами, а вверху мерзлой толщи находился хорошо выраженный СТС.

Однако в [5] усилен акцент на развитии в регионе в МИС-2 холодной пустыни с соответствующим рельефом, и сделано это за счет неправомерного, с позиций палеокриологического развития региона, наделения доминантными свойствами элементов модели подчиненного значения. Отмеченная дюна в [5] признана фактором активного перемещения материала именно в условиях холодной пустыни (хотя это молодая форма, возникшая на месте сгоревшего леса [1]), а ПЖС отнесены к первично-песчаным жилам (ППЖ) – индикатору крайне холодных и сухих условий. Сделано такое отнесение лишь на основе отдельных внешних черт ПЖС: они небольшой высоты, узкие, с песчаным, порой полосчатым заполнением. Главным признакам развития в условиях с активной деятельностью талых вод в [5] не уделялось внимание, как-то: формированию на основании былого СТС на пространстве между ПЖС криогидроморфных, с характерной каймой оглеения, почв, сопряженных с обрамлением жил [1, 6, 7]. Вместе с тем аналогом модели развития региона в [5] предлагалась гипераридная и суперхолодная область Сухих Долин Антарктиды – с круглогодично весьма низкими температурами воздуха и многолетним отсутствием осадков и оттаивания мерзлоты, когда кровля ММП совпадает с дневной поверхностью [12, 13].

Действительно, выявленные в стенке карьера ПЖС (рис. 1) порой узкие, но всегда кардинально отличные от ППЖ. Высота крупных ПЖС составляла 2.0–2.5 м, ширина поверху до 1.5 м; их контуры сопряжены с основанием криогидроморфной палеопочвы, фиксируя прежнее положение СТС. Ее реликты ясно отслеживались на глубине около 1 м от поверхности в виде сизого, мощностью в несколько сантиметров, горизонта, обогащенного гумусом и обрамленного снизу бурой каймой. Эти почвы отражают развитие на матрице ММП, когда промерзавшие осадки, стабилизируясь, переходили из режима пойменного накопления в режим устойчивой террасы. А подчеркиваемые криогидроморфной почвой признаки прежнего СТС говорят о воздействии талых вод, способных пропитывать верхние слои аллювия и затекать в морозобойные трещины, подтверждая, что отмеченные ПЖС – псевдоморфозы по ПЖЛ. Они, по [14], в малольдистых отложениях сохраняют очертания прежних ПЖЛ – что наблюдается и в нашем случае. На рис. 1 видно, что у псевдоморфоз ясно выраженная форма треугольника, они узкие в средней и нижней части, вверху расширяются, и здесь вдоль контакта с вмещающей породой слои последней отжаты вверх и в стороны, а над головками жил фиксируются уже несколько сглаженные валики выжимания. Это типично при развитии ПЖЛ в условиях стабилизации поверхности, которую они рассекают [15], и говорит об их эпигенетическом характере, а полосчатое строение псевдоморфоз объясняется их специфическим развитием. Палеопочвы, частично редуцированные воздействием иллювиального горизонта поверхностного подзола, лежащего выше (рис. 1), ясно представлены в заполнении псевдоморфоз в виде педоседиментов, оползавших вместе с породами между жил, по стенкам тающих ПЖЛ: они примерзали к ним и становились захороненными. По ним сделаны ^{14}C-датировки и анализ биоматериала, показавшие, что началось заполнение псевдоморфоз в терминальную фазу плейстоцена 15–16 тыс. л. н. при раннем развитии потепления климата, но при сохранении мерзлоты [7].

Для образования ПЖЛ в песках нужна [14] температура грунта –5…–6 °С; при ее повышении, но при сохранении отрицательных значений, ПЖЛ стали вытаивать, а фрагменты криогидроморфной почвы – оползать по стенкам жил и послойно примерзать к ним и друг к другу. Видны на рис. 1 и иные жильные структуры – на разной глубине, друг к другу ближе, и высотой до 1 м. Слои вмещающей породы на контакте с ними в нижней их части загнуты вниз, но вверху становятся пологими и затем плавно смыкаются с лежащими выше горизонтально осадками. Это, по [14], признаки формируемых в деятельном слое ИГЖ. Их наличие свидетельствует о том, что вмещавшие жилы осадки, формировавшиеся в МИС-3, были мерзлыми, но с температурой выше необходимой для развития ПЖЛ, и в условиях нестабилизированной поверхности террасы накапливались как синкриогенные образования. К началу формирования криогидроморфной почвы (оно падает на МИС-2) поверхность этой толщи стабилизировалась (иначе почва не образовалась бы), и уже как эпигенетическими

образованиями она осваивалась ПЖЛ, которые в конце МИС-2 стали вытаивать, замещаясь педоседиментами – дериватами криогидроморфной почвы. А к середине голоцена значительная часть данной толщи оттаяла, о чем говорит наличие вверху ее ясно выраженных подзолов. Их специфика [16] – развитие в условиях аэрации и свободного дренажа, так что сформированы они после значительного оттаивания пород и исчезновения мерзлотного водоупора, фиксированного ранее основанием криогидроморфных палеопочв. Серией ^{14}C-датировок по веществу подзолов это время как раз определяется как середина голоцена [7, 10].

Более четко описанная ситуация отражена в низовьях р. Надым (65°54'15'' с.ш., 74°34'18'' в.д.) – в 5 км к северу от пос. Пангоды (рис. 2). Здесь в р. Правая Хетта (правый приток р. Надым) впадает р. Тыяха, подрезая 10-метровую террасу. Она сложена аллювием каргинского возраста (он подтвержден серией ^{14}C-датировок), и ее тело рассечено сетью МИС-2 псевдоморфоз по ПЖЛ, которая ясно просматривается в расчистке стенки карьера в нескольких сотнях метров от бровки террасы. Псевдоморфозы достигали здесь 4 м в высоту и 3 м в ширину, и для них также было характерно заполнение сизого цвета с бурым окаймлением, сопряженным с лежащей вверху криогидроморфной почвой. Наряду с псевдоморфозами здесь зафиксированы погребенные ИГЖ на разных уровнях – свидетельство того, что и в течение МИС-3 отложения промерзали, но в условиях высокотемпературной криолитозоны.

Характерно то, что голоценовые подзолы в понижениях по оси псевдоморфоз формируют своеобразные карманы (рис. 2, *а*, *б*), и эти понижения сегодня хорошо выражены в рельефе, фиксируя полигональную сеть на поверхности. Этот рельеф ясно читается и на космических снимках (рис. 2, *г*), и, на взгляд авторов, он может быть использован как информативный геоморфологический индикатор прежних обстановок.

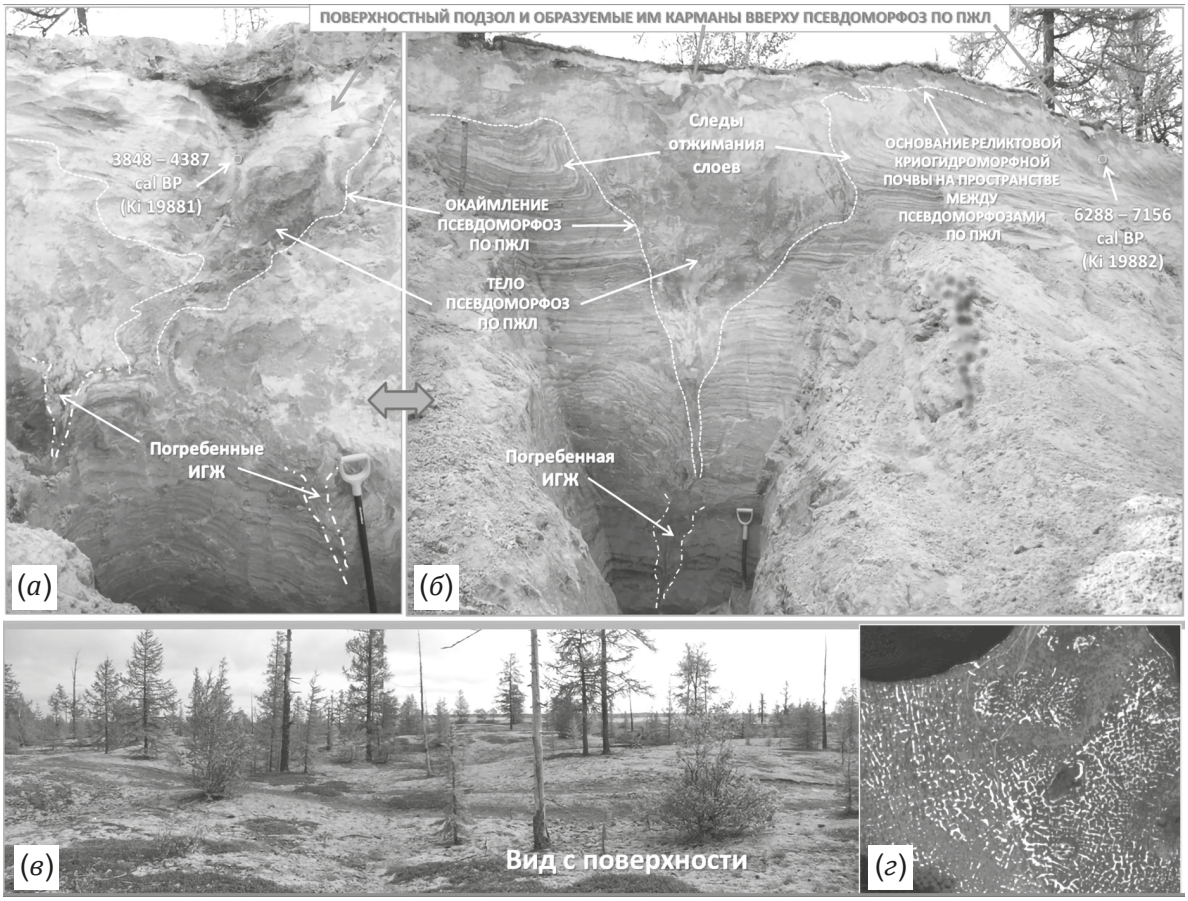


Рис. 2. Расчистка стенки карьера в долине р. Тыяха (*а, б*), вид на ПЖС с поверхности (*в*) и на космических снимках (*г*) (фото из архива В.С. Шейнкмана).

В целом с позиций палеокриологии очевидно, что на пространстве севера Западной Сибири ПЖЛ и криогидроморфные почвы – типичные явления позднего плейстоцена. Они фиксируют внеледниковое развитие региона в условиях, близких к МИС-3 и МИС-2.

Работа выполнена в рамках тем госзаданий 121041600042-7 и 121042000078-9.

1. Шейнкман В.С., Мельников В.П. Эволюция представлений о холоде и возможные пути их развития в науках о Земле // Криосфера Земли. 2019. Т. XXIII. № 5. С. 3–16. DOI:10.21782/KZ1560-7496-2019-5(3-16).

2. Шейнкман В.С., Мельников В.П., Парначев В.П. Анализ криогенных и тектонических процессов на севере Западной Сибири в плейстоцене с позиций криогетеротопии // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 1. С. 82–86. DOI:10.31857/S2686739720090169.

3. Sheinkman V., Sedov S., Shumilovskikh L., Bezrukova E., Dobrynin D., Timireva S., Rusakov A., Maksimov F. A multiproxy record of sedimentation, pedogenesis, and environmental history in the north of West Siberia during the Late Pleistocene based on the Belaya Gora section // Quaternary Research. 2021. Vol. 99. P. 204–222. DOI:10.1017/qua.2020.74.

4. Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 147 с.

5. Зыкина В.С., Зыкин В.С., Вольвах А.О., Овчинников И.Ю., Сизов О.С., Соромотин А.В. Строение, криогенные образования и условия формирования верхнечетвертичных отложений Надымского Приобья // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 6. С. 14–25. DOI:10.21782/KZ1560-7496-2017-6(14-25).

6. Sheinkman V., Sedov S., Shumilovskikh S., Korkina E., Korkin S., Zinovyev E., Golyeva A. First results from the Late Pleistocene paleosols in northern Western Siberia: Implications for pedogenesis and landscape evolution at the end of MIS3 // Quaternary International. 2016. Vol. 418. P. 132–146. DOI:10.1016/j.quaint.2015.12.095.

7. Sedov S., Sheinkman V., Bezrukova E., Zazovskaya E., Yurtaev A. Sartanian (MIS 2) ice wedge pseudomorphs with hydromorphic pedosediments in the north of West Siberia as an indicator for paleoenvironmental reconstruction and stratigraphic correlation // Quaternary International. 2022. Vol. 632. P. 192–205. DOI:10.1016/j.quaint.2022.05.002.

8. Таргульян В.О., Бронникова М.А. Память почв: теоретические основы концепции, современное состояние и перспективы развития // Почвоведение. 2019. № 3. С. 259–275. DOI:10.1134/S0032180X19030110.

9. Горячкин С.В., Мергелов Н.С., Таргульян В.О. Генезис и география почв экстремальных условий: элементы теории и методические подходы // Почвоведение. 2019. № 1. С. 5–19. DOI:10.1134/S0032180X19010040.

10. Sheinkman V., Sharapov D.V., Sedov S. Northwest Siberia as a MIS 2 desert? Inferences from quartz morphoscopy and polygonal ice wedges // Quaternary International. 2022. Vol. 620. P. 46–47. DOI:10.1016/j.quaint.2021.06.007.

11. Галанин А.А. Позднечетвертичные песчаные покровы Центральной Якутии (Восточная Сибирь): строение, фациальный состав и палеоэкологическое значение // Криосфера Земли. 2021. Т. 25. № 1. С. 3–34. DOI:10.15372/KZ20210101.

12. Абрамов А.А., Слеттен Р.С., Ривкина Е.М., Миронов В.А., Гиличинский Д.А. Геокриологические условия Антарктиды // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 3. С. 3–19.

13. Péwé T.L. Sand-wedge polygons (tesselations) in the McMurdo Sound region, Antarctica – progress report // American Journal of Science. 1959. Vol. 257. Iss. 8. P. 545–552. DOI:10.2475/ajs.257.8.545.

14. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977. 215 с.

15. Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. М.: МГУ, 1985. 240 с.

16. Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971. 270 с.

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Александрин М.Ю. 328
Александровский А.Л. 211
Алексеева В.А. 174
Аникина Н.В. 26
Антонов С.И. 11
Бадюкова Е.Н. 16, 193
Баженова О.И. 20
Балдина Е.А. 26
Бардаш А.В. 247
Барышников Г.Я. 31
Басилян А.Э. 231
Белкина Н.А. 312
Белоусова А.В. 37
Беляев В.Р. 37
Беляев П.Ю. 312
Беляев Ю.Р. 37, 42, 281
Бердникова А.А. 226
Битюкова В.Р. 42
Боголюбский В.А. 46
Болысов С.И. 42, 166
Большиянов Д.Ю. 52
Борисова О.К. 235
Бредихин А.В. 42
Буланов С.А. 56, 61
Бурко А.А. 98
Буряк Ж.А. 65
Бухонов А.В. 323
Васильева А.Н. 207, 231
Веркулич С.Р. 164, 345
Виноградова О.Л. 69
Вяткин Е.Д. 281
Гаврилов А.А. 72, 77
Газизова Т.Ю. 299
Гакаев Р.А. 82
Гафуров А.М. 84
Герасимов Д.В. 299
Гладков А.А. 202
Голосов В.Н. 88, 123
Голубцов В.А. 93, 284
Гольева А.А. 98
Горбунов А.С. 144
Григорьев И.И. 289
Гузиватый В.В. 299
Гуня А.Н. 82
Гуринов А.Л. 37, 211, 281
Дбар Р.С. 105
Денисова А.П. 110
Деркач А.А. 258
Дружинина О.А. 98
Евсеева Н.С. 101
Еременко Е.А. 42, 105, 110
Ермолаев О.П. 115
Жарнова С.О. 119
Жиба Р.Ю. 105
Жидкин А.П. 123
Захаров А.Л. 235
Зобков М.Б. 312
Зозуля С.С. 348
Зыкин В.С. 128, 134
Зыкина В.С. 128, 134
Иванов Е.Н. 139
Иванов М.А. 221
Иванов М.М. 142, 328
Иванова Н.Н. 142
Исыпов В.А. 156
Кажукало Г.А. 105
Калиновская А.Г. 316
Караваев В.А. 144, 211
Каширо М.А. 101
Квасникова З.Н. 101
Кичигина Н.В. 247
Ковалёв С.Н. 151
Коркин С.Е. 156
Кохан А.В. 110
Кошкарев А.В. 159
Крехов А.К. 281
Кублицкий Ю.А. 164, 281, 312, 345
Кузнецов Д.Д. 299
Кузнецов М.А. 166
Кузьмина С.А. 231
Кулик Н.В. 312
Куракова А.А. 171
Лаврова Н.Б. 98
Лазукова Л.И. 98
Лапенков А.Е. 299
Ларин С.И. 174
Ларина Н.С. 174
Лебедева Е.В. 26, 179, 339
Леонтьев П.А. 164, 281, 345
Ликутов Е.Ю. 185
Лихачева Э.А. 190
Лобачева Д.М. 193, 226
Луговой Н.Н. 211, 281
Лукашов А.А. 11, 197
Лунина О.В. 202
Лысенко Е.И. 226
Лыткин В.М. 207, 231
Маккавеев А.Н. 211
Макшаев Р.Р. 226
Маликов Д.Г. 215
Маликова Е.Л. 134, 218
Мальцев К.А. 115, 221
Мальцева Т.С. 221
Матлахова Е.Ю. 226
Медведева Р.А. 115
Михаревич М.В. 231
Мороз Е.А. 110
Мурашёва В.В. 348
Мухаметшина Е.О. 235
Мухарамова С.С. 115
Невский В.Н. 238
Некрасова Л.А. 241
Несен Л.Н. 361
Новиков В.В. 348
Опекунова М.Ю. 93, 247
Орлов А.В. 281, 312
Павлова М.Р. 207
Панин А.В. 348
Панин П.Г. 323
Паранин Р.В. 251
Пеллинен В.А. 255
Пермяков М.А. 289
Петрякин А.С. 316
Писцова М.А. 258
Подольская Е.С. 265
Поротов А.В. 268
Потахин М.С. 312
Пронина А.В. 273
Прядилина А.В. 265, 277
Репкина Т.Ю. 281
Романенко Ф.А. 11
Рудинская А.И. 98, 281
Рыбалко А.Е. 312
Рыбченко А.А. 247
Рыжов Ю.В. 284
Рысин И.И. 289
Савельев А.А. 115
Сапелко Т.В. 294, 299
Светлаков А.А. 255
Седов С.Н. 357
Семиноженко С.С. 144
Сизов О.С. 303
Силаев А.В. 247
Скрыльник Г.П. 308
Смирнов М.В. 93, 284
Страховенко В.Д. 312
Субетто Д.А. 164, 312, 345
Сходнов И.Н. 98
Тесаков А.С. 323
Ткач Н.Т. 226
Тюменцева Е.М. 20
Тюрин В.Н. 316
Тюрина А.А. 345
Тюшкевич Ф.В. 316
Усманов Б.М. 84
Успенский М.И. 328
Филиппова К.Г. 98
Фролов П.Д. 323
Фузеина Ю.Н. 105
Харченко С.В. 319, 328
Хмелева М.В. 323
Хон А.В. 119
Цыпленков А.С. 88, 328
Чалов С.Р. 221
Черкашина А.А. 20
Чернов А.В. 333
Черноморец С.С. 339
Шамшурина Е.Н. 123
Шапошников Г.И. 207, 231
Шаталова А.Е. 345
Шашерина Л.В. 348
Шварев С.В. 190, 211, 353
Шейнкман В.С. 357
Янина Т.А. 226

Научное издание

XXXVII ПЛЕНУМ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КОМИССИИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

Всероссийская научно-практическая конференция
с международным участием

(Иркутск, 5–10 сентября 2023 г.)

Тезисы докладов

Литературные редакторы: *Н.Г. Балукова*, *Е.А. Балукова*
Дизайн и верстка: *К.В. Акимова*
Концепция обложки: *Ю.В. Плетнева*
Фото на обложке: *Ю.В. Рыжов*

Электронное издание

Подписано в печать 09.08.2023.
Формат 60×84/8.
Усл.-печ. л. 42.78. Уч.-изд. л. 34.64.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128