

СОДЕРЖАНИЕ

ПОНЯТИЙНО-ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ГЕОМОРФОЛОГИИ

О.И. Баженова УНИВЕРСАЛЬНЫЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕХАНИЗМ ДЕНУДАЦИИ ПРЕДГОРНЫХ СУБАРИДНЫХ РАВНИН ЮГА СИБИРИ.....	11
Г.Я. Барышников ГИГАНТСКИЕ ЗНАКИ РЯБИ – ФАНТАЗИЯ ИЛИ РЕАЛЬНОСТЬ?.....	13
А.Ю. Бибаева РЕЛЬЕФ В ПЕЙЗАЖНЫХ ГЕОИЗОБРАЖЕНИЯХ РАЗНОЙ ТЕМАТИКИ.....	14
А.А. Гаврилов НЕКОТОРЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ПРАКТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ МОРФОСТРУКТУРНО- МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА.....	16
А.А. Гаврилов ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА РЕЛЬЕФА ПРИ ЛОКАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГО- ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ (ЮГ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА).....	17
Ю.В. Ефремов НЕКОТОРЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОНЯТИЯ И ИХ РАЗЛИЧНОЕ ТОЛКОВАНИЕ.....	18
А.И. Жиров ПЕРСПЕКТИВЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИЛОЖЕНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИИ.....	20
Е.Ю. Ликутков СВЯЗИ И УРОВНИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ В РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИИ.....	22
Ю.И. Лоскутов ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ ГЕОМОРФОЛОГИИ ПРИ КАРТИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА.....	24
Ю.Е. Мусатов «НЕИЗБЕЖНОСТЬ» ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ С КАТАРХЕЯ.....	26
В.Н. Невский О НОВЫХ ИДЕЯХ И «ЖАНРАХ» В ГЕОМОРФОЛОГИИ.....	27
Г.Н. Паранина ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ КАРКАС ГЕОКУЛЬТУРНОГО ПРОСТРАНСТВА.....	29
Ф.А. Романенко ТЕРМОДЕНУДАЦИЯ: КОМПЛЕКС ПРОЦЕССОВ И СИСТЕМА ТЕРМИНОВ.....	31
Ю.Г. Симонов СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ИДЕЙ ФРАКТАЛЬНОЙ ГЕОМЕТРИИ В ГЕОМОРФОЛОГИИ.....	33
Ю.Г. Симонов, Н.Г. Судаков, С.С. Карпунин ПОЛИХРОННОСТЬ И МЕТАХРОННОСТЬ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА В ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ СИСТЕМАХ В СВЯЗИ С ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИМИ РЕКОНСТРУКЦИЯМИ.....	35
Г.Ф. Уфимцев ПОЧТИ ЗАБЫТОЕ И НОВЫЕ ПУТИ РАЗВИТИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ.....	37

<i>А.К. Черкашин</i> ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ В СИСТЕМЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ.....	39
---	----

НОВЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ В ГЕОМОРФОЛОГИИ И ФОРМИРОВАНИЕ ИХ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ БАЗЫ

<i>И.Н. Алешина</i> ТЕХНОГЕННОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ РЕЛЬЕФА И РЕКУЛЬТИВАЦИЯ НАРУШЕННЫХ ЗЕМЕЛЬ ВЕРХНЕЙ СИЛЕЗИИ.....	42
<i>В.Р. Беляев, В.П. Бондарев, В.Н. Голосов, Н.Н. Иванова, М.В. Маркелов</i> ОПЫТ ОЦЕНКИ БАЛАНСА НАНОСОВ И МИГРАЦИИ СОРБИРУЕМЫХ ИМИ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ В БАССЕЙНЕ МАЛОЙ РЕКИ ЗОНЫ ИНТЕНСИВНОГО СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ (Р. ПЛАВА, СРЕДНЕРУССКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ).....	44
<i>О.А. Борсук, А.Н. Кичигин</i> МОРФОМЕТРИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЧАСТИЦ ЛЕДНИКОВЫХ И ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.....	46
<i>А.С. Булочникова</i> СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ МОРФОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ.....	47
<i>А.С. Булочникова, Ф.А. Романенко</i> ОСТРОВА – УНИКАЛЬНЫЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЪЕКТ.....	49
<i>И.А. Вдовина</i> МОРФОСТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ РАЙОНОВ.....	51
<i>А.В. Волков, К.В. Подгорбунский</i> УСТОЙЧИВОСТЬ РЕЛЬЕФА В ОБСТАНОВКАХ ТЕХНОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ (НА ПРИМЕРЕ СТРОИТЕЛЬСТВА И ЭКСПЛУАТАЦИИ ГАЗОТРАНСПОРТНЫХ СИСТЕМ).....	52
<i>Т.М. Григорьева, С.А. Сычева, Ю.Р. Беляев, Е.Д. Шеремяцкая</i> РАННЕВАЛДАЙСКОЕ ПОХОЛОДАНИЕ В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ РУССКОЙ РАВНИНЫ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ МАКРО- И МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЗАПОЛНЕНИЙ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПОГРЕБЕННЫХ ВРЕЗОВ).....	54
<i>А.В. Гусаров</i> НОВЫЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ ПРИРОДНОЙ И АНТРОПОГЕННОЙ СОСТАВЛЯЮЩИХ В СОВРЕМЕННЫХ ТЕНДЕНЦИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ ЭРОЗИИ И СТОКА ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ В РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ.....	56
<i>С.Ю. Енгальчев, Т.А. Иванова</i> ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ КРИТЕРИЙ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА В ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЯХ (НА ПРИМЕРЕ РУССКОЙ И СКИФСКОЙ ПЛИТ).....	57
<i>В.М. Инжесваткин</i> МЕТОД КВАНТОВАННЫХ ОТОБРАЖЕНИЙ И ЕГО ПРИМЕНЕНИЕ В ГЕОМОРФОЛОГИИ.....	59
<i>Е.А. Константинов, Е.А. Еременко</i> ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ДРОБНОГО ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА МЕТОДОМ ЛАЗЕРНОЙ ДИФРАКТОМЕТРИИ ПРИ ВЫЯВЛЕНИИ ГЕНЕЗИСА ПОКРОВНЫХ СУГЛИНКОВ ЦЕНТРА РУССКОЙ РАВНИНЫ.....	60
<i>В.В. Копнина</i> РЕКРЕАЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ РЕЛЬЕФА Г. САРАТОВА.....	62

Н.Е. Красноштанова, А.К. Черкашин СРАВНИТЕЛЬНО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРИ ОЦЕНКЕ ПРИРОДНЫХ И ЭКОЛОГИЧЕСКИХ РИСКОВ, ОБУСЛОВЛЕННЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМИ ФАКТОРАМИ..	64
П.С. Лапин ИССЛЕДОВАНИЕ MORFOГЕНЕЗА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПРИ РЕШЕНИИ РЯДА ПРАКТИЧЕСКИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ.....	66
Д.В. Лопатин, Н.И. Шавель ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕ ВСКРЫТЫХ ДЕНУДАЦИЕЙ ШТОКОВ НА ПРИМЕРЕ ОРЛОВСКО-СПОКОЙНЕНСКОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО РУДНОГО ПОЛЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЯ.....	67
Г.М. Мамедов, И.С. Новиков ОСАДОЧНАЯ ЛЕТОПИСЬ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ КУЗНЕЦКОГО И ДЖУНГАРСКОГО УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ.....	69
Ю.И. Мельниченко, В.Т. Съедин ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА В ИССЛЕДОВАНИИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ МОРСКИХ ВПАДИН.....	71
Р.К. Непон, А.Р. Агатова КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННОЙ ДЕНУДАЦИИ РЕЛЬЕФА ЮГО- ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РАЗЛИЧНЫХ МЕТОДОВ.....	72
С.Ю. Самсонова РЕЛЬЕФ ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА МОСКВЫ В ЗАДАЧАХ УПРАВЛЕНИЯ ПРИРОДООХРАННЫМ ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЕМ.....	74
ЗЕМНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ И ЕЕ РЕЛЬЕФ: MORFOГЕНЕЗ НА КОНТАКТАХ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОСФЕР И УРОВНИ MORFOГЕНЕЗА	
К.М. Акпамбетова ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГОРНОПРОМЫШЛЕННЫХ РЕГИОНОВ КАЗАХСТАНА: ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ.....	77
Ж.В. Атутова РЕЛЬЕФ КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ ЛАНДШАФТОВ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ.....	79
С.И. Большов БИОГЕННОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ НА СУШЕ: ИСТОКИ И ЭВОЛЮЦИЯ НАПРАВЛЕНИЯ...	80
С.И. Большов, А.А. Деркач ЗАЛЕЖНЫЕ УГОДЬЯ – ОБЛАСТИ АКТИВНОГО ЗООГЕННОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ.....	83
В.Б. Выркин СОСТОЯНИЕ И ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ ФОРМ РЕЛЬЕФА КОТЛОВИН БАЙКАЛЬСКОГО ТИПА.....	84
Н.И. Демьянович О РОЛИ ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ В ФОРМИРОВАНИИ СКЛОНОВ (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕГО ОТРЕЗКА ДОЛИНЫ Р. ЛЕНЫ).....	86
В.А. Епифанов РЕГИОНАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ РЕЛЬЕФА В «ДРАКОНИЧЕСКИХ» ПУЛЬСАЦИЯХ ЗЕМЛИ...	88
А.Г. Зинченко СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА РОССИИ ПО ПРОГРАММЕ «ГОСГЕОЛКАРТА-1000/3».....	90

В.С. Зыкин, В.С. Зыкина, Л.А. Орлова ЭПОХИ ЭОЛОВОЙ АКТИВИЗАЦИИ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ СЕВЕРНОЙ АЗИИ.....	91
Б.А. Казанский СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РЕЛЬЕФА АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОГО СЕКТОРА.....	93
В.И. Ким, А.Н. Махинов РУСЛОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В ПОЙМЕННО-РУСЛОВЫХ РАЗВЕТВЛЕНИЯХ РЕКИ АМУР.....	94
О.В. Кокин ПУЛЬСИРУЮЩИЕ ЛЕДНИКИ И ГЛЯЦИАЛЬНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ.....	96
А.А. Коковкин КОЭВОЛЮЦИОННЫЕ СВЯЗИ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТониКИ И СЕЙСМОГЕОДИНАМИКИ С ВНУТРЕННИМИ НЕОДНОРОДНОСТЯМИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ОБЛАСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ТРАНСАЗИАТСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ....	97
А.М. Короткий ЭВОЛЮЦИЯ РЕЛЬЕФА ВЕРШИННОГО ПОЯСА ГОР В КАЙНОЗОЕ РОССИЙСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА.....	99
Ю.С. Кузнецова ВЛИЯНИЕ ИСХОДНОЙ ТОПОГРАФИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ОЦЕНКИ ЭРОЗИИ ПОЧВ.....	101
А.П. Кулаков МОРФОСТРУКТУРЫ ВОСТОКА ЕВРАЗИИ: ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ И СОВРЕМЕННЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ.....	103
С.И. Ларин СКОРОСТЬ БИОГЕННОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ ЮЖНЫХ РАВНИН ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ГОЛОЦЕНЕ.....	104
Е.А. Мясников МОРФОСТРУКТУРНЫЕ АСПЕКТЫ УСТОЙЧИВОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ (ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ И МЕТОДОЛОГИИ).....	106
Н.Н. Назаров ГЛЯЦИАЛЬНЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ В ЗОНЕ ОСУШКИ ВОДОХРАНИЛИЩ.....	108
Н.Н. Назаров КОНВЕРГЕНТНОСТЬ ЛИНЕЙНЫХ УГЛУБЛЕНИЙ РЕЛЬЕФА.....	109
О.Е. Нестерова, В.К. Штырова РЕГИОНАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ МЕСТНЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК В ОКРЕСТНОСТЯХ ГОРОДА САРАТОВА.....	112
А.В. Петрасов, С.С. Черноморец РАЗВИТИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА НАЧАЛЬНОЙ СТАДИИ АДАПТАЦИИ ПРИРОДНО-ТЕХНИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ПОСЛЕ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ.....	114
Е.В. Петрова СИСТЕМА ЭРОЗИИ И АККУМУЛЯЦИИ В ВОЛЖСКО-КАМСКОМ БАССЕЙНЕ В НЕОГЕНЕ (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН).....	115
Ю.В. Рыжов ОБРАГООБРАЗОВАНИЕ И ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ.....	117
И.И. Рысин ДЕФОРМАЦИИ РУСЕЛ РЕК УДМУРТИИ В СВЯЗИ С ИЗМЕНЕНИЕМ СТОКА.....	119

И.И. Рысин, И.И. Григорьев РЕЗУЛЬТАТЫ МНОГОЛЕТНИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОБРАЖНОЙ ЭРОЗИИ В УДМУРТИИ.....	121
Г.С. Санников ПЛАНОВАЯ ФОРМА И РАЗМЕР ТЕРМОКАРСТОВЫХ ОЗЁР КАК ИНДИКАТОР УСТОЙЧИВОСТИ РЕЛЬЕФА ЯМАЛА.....	123
Г.Р. Сафина АНОМАЛЬНАЯ ЭРОЗИЯ РАВНИН И ГОР СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ.....	124
С.В. Солодянкина, О.М. Кирьянова ОПТИМАЛЬНОСТЬ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ОРГАНИЗАЦИИ ЭРОЗИОННОЙ СЕТИ УРБАНИЗИРОВАННОЙ ТЕРРИТОРИИ ПО КРИТЕРИЮ КАЧЕСТВА ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД....	126
А.М. Тарбеева НЕФЛЮВИАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ РУСЕЛ МАЛЫХ РЕК.....	128
Е.А. Токарева МОРФОСТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И СТЕПЕНЬ ЭРОДИРОВАННОСТИ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ЩИТОВ.....	130
Е.М. Тюменцева ЭОЛОВЫЙ МОРФОГЕНЕЗ: ТЕОРИЯ, ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ...	132
Е.А. Федорова, К.В. Марусин, А.Ш. Хабидов ИЗМЕНЕНИЯ РЕЛЬЕФА КОТЛОВИНЫ НОВОСИБИРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА В ПЕРИОД ЕГО НОРМАЛЬНОЙ ЭКСПЛУАТАЦИИ.....	134
Д.П. Финаров, Л.А. Нестерова, О.А. Бредис ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ ОТ СУШИ К АКВАТОРИИ В ПРЕДЕЛАХ «БОЛЬШОГО ПЕТЕРБУРГА».....	135
А.К. Черкашин, С.В. Солодянкина ВЗАИМОСВЯЗЬ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ЛАНДШАФТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ТЕРРИТОРИИ.....	137
РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	
А.Р. Агатова, В.Г. Владимиров, Е.М. Высоцкий, Я.В. Куйбида, М.Л. Куйбида, И.В. Кармышева ТЕКТОНИЧЕСКАЯ, СТРУКТУРНАЯ И КЛИМАТИЧЕСКАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ ОПОЛЗНЕВЫХ ЯВЛЕНИЙ В ДОЛИНЕ Р. МЗЫМТА (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ).....	139
А.Р. Агатова, Р.К. Непон НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЛЕЙСТОЦЕНОВОМ ОЛЕДЕНЕНИИ ЧАГАН-УЗУНСКОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ).....	141
О.В. Бобровская РОЛЬ РАЗРЫВНОЙ ТЕКТОНИКИ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА ПО ДАННЫМ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО И ДИСТАНЦИОННОГО АНАЛИЗА.....	143
В.Р. Бойнагрян ИССЛЕДОВАНИЕ ОПОЛЗНЕЙ В АРМЕНИИ: РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ.....	144
В.Р. Бойнагрян КАРТИРОВАНИЕ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ РЫХЛООБЛОМОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПРИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ В АРМЕНИИ.....	146

С.И. Большов, И.С. Воропаева ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ БОЛОТНЫХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ.....	147
Р.Ц. Будаев, В.Л. Коломиец ЭОЛОВОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ.....	149
О.В. Виноградова ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЧНОЙ СЕТИ В ГОРНЫХ РАЙОНАХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ.....	151
Т.И. Волкова МОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА РУСЛА РЕКИ ЯНЦЗЫ В СРЕДНЕМ И НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ.....	153
И.В. Глейзер, И.Е. Егоров ТЕМПЫ ПЕРЕФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ВОТКИНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА.....	154
М.И. Дергаусова БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ МУЙСКОГО ГОРНОГО СООРУЖЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ЕГО РАЗВИТИЯ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ.....	156
Ф.И. Еникеев ВЛИЯНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РОССЫПЕЙ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ.....	158
Е.А. Еременко, А.В. Панин ЭПОХИ ЭРОЗИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В КОНЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА.....	159
Ю.В. Ефремов ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА КАВКАЗЕ: УСПЕХИ И НЕРЕАЛИЗОВАННЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ.....	161
Ю.В. Ефремов КОМПЛЕКСНАЯ ОЦЕНКА СЕЛЕВОЙ ОПАСНОСТИ БАССЕЙНА Р. МЗЫМТА (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ).....	163
А.Б. Иметхенов, Д.В. Кобылкин, О.Н. Морозов КАРСТОВЫЙ РЕЛЬЕФ ОКИНСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ.....	165
В.А. Караваев, А.В. Воскова СЕЛЕВЫЕ ЛАНДШАФТНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ДОЛИН ЧЕРЕКА БЕЗЕНГИЙСКОГО И ЧЕРЕКА БАЛКАРСКОГО.....	167
И.П. Ковальчук, А.В. Мыхнович, О.В. Пилипович ДЕФОРМАЦИИ РЕЧНЫХ РУСЕЛ УКРАИНСКИХ КАРПАТ.....	169
К.Г. Козлова ЭВОЛЮЦИЯ ЛЕДНИКОВОГО РЕЛЬЕФА ГОР КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА.....	171
А.А. Коковкин АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ ОБЛАСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ТРАНСАЗИАТСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ: МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ И СТРУКТУРЫ- ИНДИКАТОРЫ.....	173
В.Л. Коломиец СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА УСТЬ- СЕЛЕНГИНСКОЙ ВПАДИНЫ.....	175

С.Е. Коркин РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ПРЕДЕЛАХ СИБИРСКИХ УВАЛОВ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ.....	177
Н.И. Косевич МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРЕХОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА) И ЕЕ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ.....	179
Н.И. Косевич СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В СЕВЕРНОМ БЕЛОМОРЬЕ.....	180
А.А. Куржанова КЛИМАТИЧЕСКАЯ АСИММЕТРИЯ СКЛОНОВ РЕЧНЫХ ДОЛИН ЕВРАЗИИ.....	182
Е.В. Лебедева РЕЛЬЕФ ЮЖНОЙ АФРИКИ: ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ.....	183
Д.В. Лопатин КОММЕНТАРИИ К НЕРЕШЕННЫМ ПРОБЛЕМАМ КАЙНОЗОЯ ПРИБАЙКАЛЬЯ.....	185
Д.В. Лопатин, Т.М. Скочина, О.В. Бобровская МЕЛКОСОПОЧНИК ПРИОЛЬХОНЬЯ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ).....	187
Ю.И. Лоскутов ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ.....	190
Г.И. Лотоцкий ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫЙ ГЕОМОРФОГЕНЕЗ В САРАТОВСКОМ ПОВОЛЖЬЕ.....	192
С.А. Макаров ДИНАМИКА ФЛЮВИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В ГОЛОЦЕНЕ (НА ПРИМЕРЕ Р. ГОЛОУСТНОЙ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ).....	194
С.А. Макаров, М.Ю. Опекунова КАРСТ И ЭРОЗИЯ НА МЕЖДУРЕЧЬЕ НИЖНЕЙ ТУНГУСКИ И НЕПЫ.....	196
А.Н. Махинов КАРСТОВЫЙ РЕЛЬЕФ ПЛАТО МАР-КЮЕЛЬ (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ).....	197
Е.А. Мясников ЗОНЫ ВОЗМОЖНЫХ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА ПО МОРФОСТРУКТУРНЫМ ДАННЫМ.....	199
Н.Г. Новикова ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА И РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛОВОЗЕРСКИХ ТУНДР.....	200
М.Ю. Опекунова СОВРЕМЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ЭОЛОВОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ В ТУНКИНСКОЙ КОТЛОВИНЕ.....	202
А.В. Панин, Е.Ю. Матлахова, О.М. Пахомова ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ТЕРРАСЫ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. СЕЙМ.....	203
А.В. Панин, В.В. Филиппов ПАЛЕОГИДРОЛОГИЯ ВЕРХНЕГО ДНЕПРА В КОНЦЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА – ГОЛОЦЕНЕ.....	205
С.Г. Платонова СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ РЕЛЬЕФА ТЕКТОНИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ.....	207

В.И. Попков ГЕНЕЗИС БЕССТОЧНЫХ ВПАДИН МАНГЫШЛАКА И УСТЮРТА.....	209
В.И. Попков КОЛЛИЗИОННЫЕ СТРУКТУРЫ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КАВКАЗА И ВОСТОЧНО- ЧЕРНОМОРСКОЙ ПЛИТЫ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В РЕЛЬЕФЕ.....	211
В.И. Попков, И.Г. Сазонов, Д.А. Коллеганова О ГЕНЕЗИСЕ И ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ ГОР-ЛАККОЛИТОВ КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД.....	212
Т.Г. Потёмкина ИЗМЕНЕНИЕ СТОКА НАНОСОВ ОСНОВНЫХ ПРИТОКОВ ОЗЕРА БАЙКАЛ В XX –XXI СТОЛЕТИЯХ.....	214
Ю.В. Рыжов, Д.В. Кобылкин РАЗВИТИЕ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ В МАЛОМ РЕЧНОМ БАССЕЙНЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ В XX ВЕКЕ.....	216
П.Ю. Савельева, А.А. Мистрюков ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ).....	218
В.В. Савинова, М.И. Дергаусова ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЗЕРНЫХ ТЕРРАС ЕРАВНИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ).....	219
Е.В. Селезнева, А.В. Панин ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ТЕРЕХОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ (ТУВА) ПО ДАННЫМ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА.....	221
Т.М. Скочитина, Ф. Анджелелли МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЛАНДШАФТЫ О. САРДИНИЯ (ИТАЛИЯ).....	223
В.Н. Староверов, О.Н. Староверов СТРОЕНИЕ СКЛОНОВ В КРИОЛИТОЗОНЕ ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ И ПОЛЯРНОГО УРАЛА.....	225
Н.Г. Судакова, С.И. Антонов, А.И. Введенская, В.А. Костомаха, Г.М. Немцова КОМПЛЕКСНОЕ ЛИТОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СРЕДНЕЙ ПОЛОСЫ РУССКОЙ РАВНИНЫ.....	227
И.Е. Тимашев, О.А. Борсук ПРИРОДНЫЙ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ СУПЕРПАРК РОССИИ – НИЖНЯЯ ЛЕНА.....	228
О.М. Фомкина КАЛЬДЕРООБРАЗОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ.....	231
А.А. Шетников, Г.Ф. Уфимцев, И.А. Филинов ИСТОРИЯ БАЙКАЛЬСКОГО СТОКА.....	233
Г.Ф. Уфимцев ПАМЯТИ Б.П. АГАФОНОВА.....	236
Авторский указатель.....	238

ПОНЯТИЙНО-ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ГЕОМОРФОЛОГИИ

УНИВЕРСАЛЬНЫЙ РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕХАНИЗМ ДЕНУДАЦИИ ПРЕДГОРНЫХ СУБАРИДНЫХ РАВНИН ЮГА СИБИРИ

О.И. Баженова

*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН,
Иркутск, geogrjournal@irigs.irk.ru*

Предгорные территории, представляющие переходные зоны от гор к равнинам, не только характеризуются особым тектоническим строением и морфоструктурным планом [1, 2], но и отличаются сложным механизмом денудации, обеспечивающим транзит большого объема вещества, поступающего с гор. Транзитная функция предгорных систем зависит в значительной степени от ландшафтно-климатических факторов, контролирующих особенности денудации на той или иной территории.

Обобщение разрозненных данных по морфологии и динамике рельефа, а также строению опорных разрезов четвертичных отложений, полученных для отдельных районов пояса островных степей и лесостепей юга Восточной Сибири, позволяет говорить об универсальном региональном механизме денудации и транзита вещества, характерном в целом для субаридных предгорий и низкогорий северной периферии Южно-Сибирского горного пояса. Суть его заключается в поступательном выносе продуктов выветривания из горной страны поочередно водными и ветровыми потоками. Аллювиальные и озерные отложения, а также отложения делювиальных и пролювиальных конусов выноса в последующем подвергаются дефляционному выносу на значительные расстояния согласно направлению господствующих ветров. Эоловый материал откладывается в депрессиях рельефа, на наветренных склонах, иногда включая верхние части склонов горных хребтов, и даже на вершинных поверхностях. В свою очередь, эоловые отложения вновь подвергаются смыву со склонов и размыву водными потоками.

Такой комбинированный транспорт вещества из горной страны зафиксирован в опорных разрезах практически во всех субаридных морфоклиматических районах. Рассмотрим их с востока на запад. Он выявлен в строении песчаных толщ в Ингодино-Читинской депрессии [3]. Особенно детально этот механизм изучен в котловинах Западного Забайкалья. Он включает «извлечение частиц из водных осадков ветром, затем выпадение материала из ветрового потока на склонах и смыв его со склонов с формированием шлейфов» [4, с. 76]. Мощные эоловые пески широко распространены на наветренных склонах Худунского, Заганского, Бугутуйского, Калинового хребтов, Цаган-Дабана, отрогов Боргойского, Джидинского, Малханского и других хребтов.

В Байкальской котловине, согласно последним исследованиям, в этом механизме принимает участие волновая деятельность [5]. Эоловый материал из области дефляции (Приольхонье и о. Ольхон) поступает в Байкал. Затем выбрасываемый волнами песок вновь подхватывается ветром и переносится в восточном направлении. Совместное делювиально-эоловое происхождение имеют также лессовидные суглинки в лесостепных районах Иркутско-Черемховской и Канско-Рыбинской предгорных равнин [6]. Помимо пролювиальных шлейфов

и речных террас раздуванию здесь подвергаются отложения внутренних дельт, образуемых реками при выходе из гор Восточного Саяна.

Наконец, этот же универсальный механизм денудации характерен и для лесостепных районов Назаровской и Северо-Минусинской котловин. Здесь, по данным опорных разрезов лессовой формации Куртакского геoarхеологического района, в их строении также преобладают делювиальные и эоловые фации [7].

Флювиальные литопотоки дальнего транспорта вещества из гор юга Сибири носят центробежный рассеивающий характер, а эоловые опоясывают в виде выпуклой на север дуги субаридные предгорные районы, объединяя их в единую региональную подсистему единого эолового кругооборота вещества Центральной Азии. В свою очередь, данная подсистема подразделяется на четыре звена: Енисейское, Байкальское, Селенгинское и Онон-Аргунское. Отмечающаяся в каждом звене упорядоченность эоловых потоков вещества, закрученных по часовой стрелке, заключается в последовательной смене областей дефляции, транзита вещества и выпадения эоловой пыли.

Следует подчеркнуть соразмерность объемов дальнего транспорта вещества водными и ветровыми потоками – модуль твердого стока рек и модуль эоловой миграции вещества в среднем имеют один порядок величин.

Материалы многолетних стационарных наблюдений за современным экзогенным рельефообразованием в различных частях пояса островных степей и лесостепей Сибири [8] показывают, что в настоящее время работает тот же сложный региональный механизм денудации. Установлено, что ход денудационных процессов четко упорядочен во времени. Они носят автоколебательный характер и объединяются в циклы денудации различного иерархического уровня. Функционирование денудационных систем проходит в условиях устойчивых соотношений тепла и влаги, свойственных отдельным морфоклиматическим районам. В одних, преимущественно степных, районах отмечается противофазный ход тепла и влаги – влажные и холодные годы сменяются теплыми и сухими. В умеренно континентальных лесостепных районах смена циклов денудации инициируется чередованием теплых влажных периодов с сухими и холодными.

Наличие детальной информации о ходе процессов денудации, обеспеченной стационарными наблюдениями, позволило получить модели функционирования денудационных систем для разных частей пояса. Они построены не только с учетом набора агентов денудации, их комбинаций в разные фазы денудационного цикла, вклада в транспортировку вещества, но также с учетом локализации максимального воздействия процессов на верхний (привершинный) или нижний (долинный) ярус рельефа. Согласно данным о балансе вещества в типичных элементарных денудационных системах, выделено три типа их функционирования, приводящего к расчленению рельефа (I тип), его выравниванию (II тип) или сохранению динамического равновесия (III тип). При этом в основе функционирования лежит все тот же универсальный региональный механизм денудации, включающий флювиальный и эоловый транспорт вещества.

- [1] Золотарев А.Г. Переходный рельеф между орогенными и равнинно-платформенными областями // Геоморфология. 1976. № 2. С. 26–35.
- [2] Барышников Г.Я. Рельеф переходных зон горных сооружений. Барнаул, 1998. 194 с.
- [3] Рыжов Б.И. Эолово-делювиальные отложения окрестностей г. Читы // Современный и четвертичный континентальный литогенез. М.: Наука, 1966. С. 190–197.
- [4] Антощенко-Оленев И.В. История природных обстановок и тектонических движений в позднем кайнозое Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1982. 156 с.
- [5] Агафонов Б.П. Ветровой литопоток из озера Байкал // ДАН. 2002. Т. 382, № 5. С. 685–691.
- [6] Рященко Т.Г. Литогенез и инженерно-геологическая оценка четвертичных отложений (Восточная Сибирь). Новосибирск: Наука, 1984. 164 с.
- [7] Дроздов Н.И., Чеха В.П., Хазартс П. Геоморфология и четвертичные отложения Куртакского геoarхеологического района (Минусинская впадина). Красноярск, 2005. 111 с.
- [8] Баженова О.И., Любцова Е.М., Рыжов Ю.В., Макаров С.А. Пространственно-временной анализ динамики эрозионных процессов на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1997. 208 с.

ГИГАНТСКИЕ ЗНАКИ РЯБИ – ФАНТАЗИЯ ИЛИ РЕАЛЬНОСТЬ?

Г.Я. Барышников

*Алтайский государственный университет,
Барнаул, bgj@geo.asu.ru*

Как отмечал М.Г. Гросвальд [1], «на территории СССР «гигантские знаки ряби» были впервые отмечены на Алтае. Г.Я. Барышников [2] обнаружил их в долине Бии, В.В. Бутвиловский [3, 4], П.А. Окишев [5] и А.Н. Рудой [6] – в долине Башкауса, Чулышмана, Чуи, Катуня и на днище Курайской котловины, иначе говоря, на путях возможных сбросов воды из алтайских ледниковых озер».

30 лет назад нами [2] была высказана точка зрения о том, что возможность существования на Алтае водных потоков, способных перемещать крупные валуны на значительные расстояния, вполне допустима, если представить их в виде водокаменных селей. В данном случае речь шла о катастрофическом спуске вод Телецкого озера, вызвавшего перемещение значительной массы обломочного материала вниз по долине р. Бия. Этот катастрофический паводок также создал подпрудные условия для своих притоков, что было зафиксировано озерными отложениями в виде ленточных глин и горизонтально-слоистых песков по рекам-притокам Пыжа, Сара-Кокша, Кебезень, Тулой, Лебедь и другим, время накопления которых было подтверждено радиоуглеродными датами [7]. Последующие размывы водно-аккумулятивной толщи основной реки привели к спуску озер, образовавшихся по притокам, которые, в свою очередь, также сформировали гигантские знаки ряби ниже по течению, но значительно меньших размеров. По р. Бия они отмечены ниже с. Кебезень и в районе горы Волчий зуб на поверхности пятой надпойменной террасы. По Катуня данные формы рельефа встречаются на поверхности третьей надпойменной террасы в районе с. Платово, при выходе главной реки Алтая из гор. В Центральном Алтае гигантские знаки ряби встречаются на поверхности 120-метровой террасы Катуня, выше пос. Чемал, а также в Яломанском расширении долины Катуня, ниже с. Иня.

В дальнейшем эта тема нашла отражение и в диссертационных исследованиях [3, 4, 6, 7, 8]. В последующие годы проблеме образования гигантских знаков ряби на Алтае был посвящен не один десяток статей и монографий. Но научные споры о том, что гигантские знаки ряби – это результат водной переработки или ледниковой деятельности, до сих пор не утихают.

В связи с этим, высказывая свою точку зрения, мы хотели бы подчеркнуть, что водный генезис таких форм рельефа должен быть обусловлен следующими факторами:

- 1) существованием гигантских водных потоков, связанных с прорывом крупных водоемов;
- 2) наличием крутопадающих, узких горных речных долин, по которым осуществляется движение водных масс;
- 3) большим перепадом высот от начала движения потока до значительного расширения участка долины либо выходом его из гор на предгорную равнину. В этом случае резкое падение скоростей течения и энергии потока приводит к формированию гигантской ряби, подобной той, что образуется в меженьный период на песчаном дне любой реки или ручья;
- 4) обязательным серповидным плановым рисунком гряд в местах их расположения.

Если одно из этих условий отсутствует, то гигантские знаки ряби могут интерпретироваться как угодно, начиная от ледникового генезиса и заканчивая водно-эрозионным происхождением.

[1] Гросвальд М.Г. Последнее оледенение Саяно-Тувинского нагорья: морфология, интенсивность питания, подпрудные озера // Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. М.: Наука. 1987. С. 152–171.

[2] Барышников Г.Я. К вопросу о формировании крупновалуночного аллювия р. Бии // Региональная научно-практ. конф. «Геология и полезные ископаемые Алтайского края». Барнаул, 1979. С.117–119.

- [3] Бутвиловский В.В. О следах катастрофических сбросов ледниково-подпрудных озер Восточного Алтая // Эволюция речных систем Алтайского края и вопросы практики: Тез. докл. к конф. Барнаул, 1982. С. 12–16.
- [4] Бутвиловский В.В. Катастрофические сбросы вод ледниково-подпрудных озер // Геоморфология. 1985. № 1. С. 65–74.
- [5] Окишев П.А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск: Изд-во ТГУ, 1982. 210 с.
- [6] Рудой А.Н. Гигантская рябь течения – доказательство катастрофических прорывов гляциальных озер Горного Алтая // Современные геоморфологические процессы на территории Алтайского края: Тез. докл. Бийск, 1984. С. 60–64.
- [7] Барышников Г.Я. Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое. Томск: Изд-во ТГУ, 1992. 182 с.
- [8] Русанов Г.Г. Позднеплейстоценовые и голоценовые озера Северного Алтая (происхождение, физико-географическое значение): Автореф. дис. ... к.г.н. Барнаул, 2004. 23 с.

РЕЛЬЕФ В ПЕЙЗАЖНЫХ ГЕОИЗОБРАЖЕНИЯХ РАЗНОЙ ТЕМАТИКИ

А.Ю. Бибаева

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск

В специальных разделах географической науки – эстетической геоморфологии, ландшафтной экологии, включая видеоэкологию, – проводится анализ эстетических качеств природных компонентов [1], в частности, с использованием количественных методов, например в работах литовских исследователей (К.И. Эрингис с соавторами).

Ряд авторов [6, 2, 5, 4 и др.] считают, что в ландшафте основополагающее значение имеет рельеф, который является каркасом ландшафтного разнообразия [1]. Одновременное действие во времени и в пространстве эндогенных и экзогенных сил различной интенсивности отражается на характере рельефа. Кроме того, рельеф сам во многом определяет характер своего дальнейшего развития, поскольку является важным свойством географической среды и вносит значительные изменения в природные условия формирования климата, в распределение поверхностных и подземных вод, в строение почвенного и растительного покрова.

Современные исследователи эстетических свойств ландшафтов в общем придерживаются следующих характеристик: целесообразности, многообразия, единообразия, простоты, сложности, величины [2].

Предлагаемая К.И. Эрингисом и Р.А. Будрюнасом система оценки комплексов пейзажей построена на анализе основных компонентов ландшафта, в число которых входит рельеф. Они выделили девять показателей, по которым оценивается привлекательность рельефа местности: общая холмистость пейзажа, обилие холмов и склонов, наличие невыявляющихся холмов и склонов, обилие холмов на линии горизонта, обилие долин и котловин, наличие невыявляющихся долин и котловин, обилие колен долин, выделение обнажений грунтов [2].

Д.А. Тимофеев и Э.А. Лихачева предлагают свои критерии оценки эстетики рельефа: уникальность форм рельефа, уникальность внешнего вида формы, обозреваемость, сопровождающие эффекты, стабильность (подвижность), визуальный эффект (впечатление), эмоциональное восприятие, магнетизм (притягательность), этносоциальная значимость объекта, сочетания с другими элементами ландшафта (растительностью, водными объектами), архитектура (композиция), изобразительность (фотогеничность) [2]. Последние три параметра являются основными характеристиками при оценке пейзажей и, вероятно, составляют основу, во многом определяющую построение (структуру) прекрасного пейзажа.

Для разработки критериев оценки эстетичности не только рельефа, но и ландшафта в целом полезным может оказаться опыт, накопленный художниками-пейзажистами. Так, например, английский живописец У. Хогарт в своем труде «Анализ красоты» (1753) пишет, что

основой красоты является гармоническое сочетание единства и разнообразия, которое для него воплощала волнообразная линия, являющаяся главным элементом всех живых, движущихся и изменяющихся природных объектов. Перенесенная в трехмерное пространство, она становится, по его определению, змеевидной или «линией привлекательности» [7].

Видеоэкология предлагает свои методы оценки форм рельефа, в частности анализ формируемого каркаса с точки зрения таких композиционных требований, как единство, целостность, соподчиненность, пропорциональность, масштабность, ритмичность и т.п. [4], что находит отражение в понятии об *органичном строении*.

Единство компонентов ландшафта обеспечивается, прежде всего, увязкой элементов его структуры с пластикой рельефа, когда очертания полосных, мелкомаассивных и островных элементов, кулис укладываются в общую схему характеристических линий и точек местности, в ее топологию. При этом биотопические аспекты целостности имеют подчиненный характер в ландшафте, следуя топологическому каркасу местности [4].

На пейзажном геоизображении рельеф является его основой, фоном изображения. Это выражается в развёртывании композиции на плоскости и перспективном построении пространственных планов [3]. В некоторых случаях такой компонент, как растительность, может значительно повлиять на расположение планов геоизображения, добавляя или же скрывая другие планы. Каждое фронтальное геоизображение (пейзаж, снимок, картина) является своеобразным пространством расслоения на определенным образом взаимосвязанные части, создающие *органичную композицию*, поэтому для оценки эстетической значимости пейзажей на геоизображениях, с нашей точки зрения, необходимо выявить характер и степень организованности композиции, органического строения, что мы наблюдаем с определенной точки обзора.

Основой органического строения является взаимосвязанность линий, контуров, создающих внутреннюю целостность композиции, индикатором которой выступает функциональная линейно-конгруэнтная связь (меняются коэффициенты регрессии) между линейными элементами изображения – характерными линиями (линиями планов).

[1] Бредихин А.В. Эстетическая оценка рельефа при рекреационно-геоморфологических исследованиях // Вестник Моск. у-та. Сер. 5. География. 2005. № 3. С. 32–37.

[2] Жидков М.П., Лихачева Э.А. Альпы и Кавказ – эстетика рельефа // Геоморфология. 2002. № 3. С. 61–73.

[3] Захарова Т.К. Рельеф [<http://dic.academic.ru/dic.nsf/bse/168994/%D0%A0%D0%B5%D0%BB%D1%8C%D0%B5%D1%84>] 20.04.2010.

[4] Колбовский Е.Ю. Ландшафтное планирование. М.: Академия, 2008. 562 с.

[5] Тимофеев Д.А., Лихачева Э.А. Рельеф как эстетический элемент ландшафта // Рельеф среды жизни человека (экологическая геоморфология). М.: Медиа-Пресс, 2002. С. 294–307.

[6] Уфимцев Г.Ф. Очерки теоретической геоморфологии. Новосибирск: Наука, 1994. 123 с.

[7] Хогарт У. Анализ красоты. Л.: Искусство, 1987 [<http://scilib.narod.ru/Other/Hogarth/Beauty.html>].

НЕКОТОРЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ПРАКТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ МОРФОСТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

А.А. Гаврилов

*Тихоокеанский океанологический институт
им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток*

Развивая идеи Н.А. Флоренсова о «литодинамических потоках» в качестве методологической основы геолого-геоморфологических исследований для целей металлогении, автор использовал представления о существовании планетарного круговорота вещества, энергии и информации, взаимосвязи и единстве структуро-, породо-, рудо- и рельефообразующих явлений энерго- и массопереноса. В качестве базового элемента иерархической организации геологических и геоморфологических систем рассматривается кристаллическая решетка минерала (минеральный уровень организации вещества), что открывает возможности для проведения комплексных исследований, осуществления синтеза разнородной и разноплановой геолого-геофизической и геоморфологической информации в рамках одного объекта – морфоструктуры. Под морфоструктурой понимается тектоническая структура с конформной ей внешней геоморфологической поверхностью. Использование общего понятие потока энерго- и массопереноса позволяет связать явления магмо- и метаморфического петрогенеза, миграцию газовых и газо-флюидных струй, конвективные перемещения мантийного материала и другие формы и механизмы перемещения вещества в недрах с явлениями эндогенного морфогенеза.

Образование эндогенных месторождений неотделимо от энергоемких процессов, которые осуществляют в недрах работу по переводу от кларковых содержаний рудных элементов в магме и горных породах до промышленно значимых (работы В.И. Смирнова, Н.И. Сафонова, С.С. Мещерякова и др.). Такие предпосылки возникают только в условиях существования в недрах энергогенерирующих центров и потоков энерго- и массопереноса. Известные физические положения о существовании лишь двух принципиально возможных объемного и канального способов передачи энергии в пространстве послужили основой **концепции энергетических системообразующих центров и зон Земли**, в соответствии с которой связанные с центрами очаговые системы, их ряды и зоны магмо- и рудоконтролирующих разломов служат **универсальными формами реализации** процессов энерго- и массопереноса и структурирования в геологической среде. В рамках этой концепции определена модельно-целевая установка геолого-геоморфологических исследований для целей металлогении, ориентированная на выявление областей и зон кумуляции эндогенной энергии, идентификацию структурных и структурно-вещественных следов явлений энерго-массопереноса и др. Предпринята попытка применения существующих методик оценки интенсивности магматических и сопутствующих явлений в областях современной геодинамической активности (работы Е.К. Мархинина, Ю.П. Масуренкова, М.М. Василевского, О.Н. Егорова и др.) для определения масштабов очагового морфогенеза и энерго- и массопереноса в мезозойско-кайнозойских орогенных областях юга Дальнего Востока.

Новый методический подход к использованию геолого-геоморфологической информации позволяет сфокусировать работы на изучении морфоструктур, непосредственно связанных с процессами энерго- и массопереноса и, соответственно, рудогенеза. Традиционные объекты исследований – блоковые дислокации – рассматриваются лишь как рудолокализирующие образования и, в отличие от существующих схем, не используются при металлогеническом районировании. Формализованное описание инфраструктур, положение о гомологии СЦТ обеспечивают возможность сравнительного изучения очаговых систем рудных полей, узлов, районов, осуществление их паспортизации, составление специализированных и региональных каталогов рудоконтролирующих МЦТ с учетом возраста, генезиса, формационной принадлежности оруденения. Схема принципиальных соотношений категорий морфоструктурного и металлогенического видов районирования содержит лишь очаговые рудно-магматические системы различного ранга и их линейные системы – ряды, что упрощает

решение вопросов выявления закономерностей размещения различных типов оруденения и зонирования рудоносных территорий.

Установленные закономерности дисимметричного и асимметричного размещения эндогенного оруденения в СЦТ, МЦТ и предлагаемые критерии потенциальной продуктивности диаметральных блоков позволяют существенно сократить объемы непроизводительных поисковых и поисково-разведочных работ в пределах рудно-магматических систем разного ранга. Для решения прогнозно-поисковых задач разработан паспорт типовой рудоконтролирующей очаговой морфоструктуры. Общее количество используемых геолого-геоморфологических признаков зависит от детальности исследований и может достигать нескольких десятков. Паспортизация энергонесущих морфоструктур рассматривается в качестве необходимого условия работ по поиску и прогнозированию эндогенной минерализации.

ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА РЕЛЬЕФА ПРИ ЛОКАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ (ЮГ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА)

А.А. Гаврилов

*Тихоокеанский океанологический институт
им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток*

Специфика наук о Земле заключается в решении широкого круга историко-генетических задач, необходимости проведения различного рода реконструкций. Экспонирование и препарировка древних геологических тел и структур на дневной поверхности в наше время являются наглядным примером активного участия прошлого (на уровне вещества, структуры, формы и др.) в современных геологических и геоморфологических процессах. Все в природе имеет свои исторические корни и тренд развития. В современных геолого-геоморфологических исследованиях доминирует **динамическая** концепция, согласно которой реально лишь то, что существует в настоящее время. Прошлое реконструируется с той или иной степенью адекватности, будущее можно лишь прогнозировать с определенной долей вероятности. Концепция **статического** времени предполагает единство категорий прошлого, настоящего и будущего, которые могут существовать реально и одновременно. В этом парадоксальном положении кроется очевидная истина: в каждом существующем в настоящее время объекте (явлении) содержатся элементы прошлого и будущего. Разделение и вычленение их представляет собой достаточно сложную задачу, решаемую лишь на абстрактном, модельном уровне. На первый взгляд, орогены юга Дальнего Востока выступают как коллажи разновозрастных структур (блоки докембрийского фундамента, фрагменты палеозойских очаговых структур и др.), которые объединены и консолидированы лишь на заключительном этапе конструктивного тектогенеза в позднем мезозое в рамках магматических сводовых поднятий. Однако во многих случаях имеет место унаследованное и длительной развитие областей гранитизации и соотносимых с ними областей денудации начиная с раннего палеозоя (работы Г.И. Худякова и др.). В то же время трансформация сводов и тектономагматических поднятий в горные хребты и массивы юга Дальнего Востока во многом определяется уже эрозионно-денудационными факторами. Врезы горных речных долин региона варьируются от сотен до 1500 м и более, достигая максимума в пределах водораздельных узлов Баджальского, Селемджинского хребтов.

Время существования региональной или локальной неровности земной поверхности в общем случае – это интервал времени между началом перемещения объемов вещества эндогенными или экзогенными силами относительно эквипотенциальных (базисных) поверхностей соответствующего ранга и прекращением работы литодинамических потоков.

Рождение положительной формы можно рассматривать как формирование некоторой избыточной массы выше плоскости отсчета, обусловленное работой против гравитационного поля планеты. Первый путь для эндогенных сил это – формирование аккумулятивных тел (магматические, коллизионно-аккреционные и др.), второй – тектонические движения. Образование отрицательных форм связано с возникновением дефицита масс ниже базисной плоскости и не сопровождается затратами энергии на преодоление сил гравитации. В самом общем виде региональные положительные формы можно определить как области эндогенной аккумуляции вещества и денудации, а отрицательные – как области экзогенной аккумуляции.

Предлагаемый подход позволяет, с одной стороны, абстрагироваться от генетических и морфологических характеристик, а с другой – учитывать гетерохронность рельефа, иерархию и дискретность пространственно-временных отношений в геоморфологической системе. При необходимости предлагаемая формулировка легко может быть конкретизирована и для экзогенных образований на основе локальных данных о масштабах, времени и механизмах потоков массопереноса. Это относится, например, к золовым, пролювиальным и другим формам аккумуляции экзогенного материала. Интересно отметить, что при возникновении положительных форм рельефа материал литосферы вытесняет вещество других геосфер, т.е. меняется специализация природной среды, связанная с пространственной экспансией вещества на минеральном уровне в сфере морфогенеза. Для отрицательных форм наблюдается обратный эффект. Возраст отрицательных форм сопоставим с хронологическим диапазоном между началом и завершением процессов замещения пространства, занимаемого горными породами, агентами атмосферы, гидросферы, биосферы. В это определение укладывается как возраст различных по происхождению эрозионных форм (ложбины стока, карстовые воронки и др.), так и возраст отрицательных морфоструктур (межгорные впадины, котловины окраинных морей и др.). В первом случае происходит эрозионно-денудационная нивелировка рельефа с перемещением материала литосферы на уровень эквипотенциальной поверхности соответствующего иерархического уровня, во втором – заполнение участков опускания земной коры материалом всех геосфер до достижения между ними равновесных или паритетных отношений в рамках той же поверхности.

В этом противостоянии и конкуренции геосфер в борьбе за пространство принципиальным является понятие геодинамического равновесия, определяемого компенсационными отношениями областей денудации и аккумуляции в рамках общей направленности процессов морфогенеза к формированию эквипотенциальных поверхностей, соотносимых для конкретных территорий с базисными поверхностями или поверхностями предельной планации.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОНЯТИЯ И ИХ РАЗЛИЧНОЕ ТОЛКОВАНИЕ

Ю.В. Ефремов

*Кубанский государственный университет,
Краснодар, efremov_kubsu@mail.ru*

В теоретической геоморфологии существует много нерешенных проблем, среди которых одна из самых главных – разработка понятийно-терминологического аппарата. Совершенно очевидно, что степень разработанности терминологии общей и прикладной геоморфологии является важным показателем уровня ее развития.

Терминологическим исследованиям геоморфологами уделялось много внимания в 70–80-х годах прошлого столетия. Наглядный пример тому – издание серии томов материалов по геоморфологической терминологии, посвященных анализу понятий и терминов, применяемых в геоморфологии [1].

На страницах академических журналов в разделе «дискуссии» довольно часто обсуждаются наиболее острые понятийно-терминологические проблемы [2]. Однако результаты дискуссии почти всегда неопределенны, т.е. проблема до конца не решается. Яркий пример тому – дискуссия на страницах журнала «Геоморфология» о сущности рельефа, его генезисе и возрасте [3, 4]. В последние годы число дискуссий на страницах указанных журналов значительно сократилось.

Терминологическая неопределенность нередко становится камнем преткновения при публикации работ, защите диссертаций или проведении семинаров и конференций. В этом случае мнение рецензента или оппонента, имеющего свою точку зрения, становится решающим и нередко перечеркивает предлагаемые для публикации работы, выдвинутые на защиту диссертации, или заявки на конкурсные проекты (гранты). Примеры таких коллизий многочисленны. Остановимся на некоторых из них.

Совсем недавно (2005, 2009 гг.) в Кубанском государственном университете Е.В. Камбаровой и Д.А. Лутковым были успешно защищены диссертации по внутригорным (нагорным) котловинам Западного и Центрального Кавказа. Диссертационные работы в значительной степени пополнили научные сведения о широко распространенных горных котловинах Большого Кавказа. Однако при подготовке диссертаций и в процессе защиты у оппонентов, рецензентов и авторов отзывов на авторефераты диссертаций возникло множество вопросов, связанных с сущностью горных котловин, их генезисом, границами и динамикой. Авторы диссертаций выразили свою точку зрения, которая не всеми оппонентами была принята. Такие разногласия обусловлены тем, что до сих пор нет общепринятого определения термина «горная котловина». В геоморфологической литературе часто произвольно используются термины «внутригорная котловина», «межгорная котловина», «межгорный прогиб», «впадина», «депрессия», «внутригорные понижения». Авторы диссертаций использовали термины «межхребтовые котловины» (Е.В. Камбарова) и «внутригорные котловины» (Д.А. Лутков). Дискуссионным остается вопрос о границах котловин. В работе Ф.С. Геворкяна [5] дается обоснование выделения границ котловин, а также их свойств и места котловин в системе морфодинамического районирования Армении. Можно согласиться с автором статьи, что границы котловин следует проводить не по их днищам (как считает большинство исследователей), а по гребням хребтов, оконтуривающим котловины. В таком толковании внутригорную или межгорную котловину можно рассматривать как целостное геоморфологическое образование – четко выраженную тектонически обусловленную форму горного рельефа, парагенетически связанную со склонами хребтов. Котловина состоит из множества связанных между собой компонентов, составляющих определенную целостную и динамическую систему. В отличие от других геоморфологических образований, в горных котловинах соединяются воедино как горные (денудационные), так и равнинные (аккумулятивные) морфодинамические системы и почти все парагенетические ряды рельефообразования и пороодообразования.

Аналогичный случай произошел при подготовке рукописи, диссертации А.В. Николайчука, посвященной рельефу Северо-Западного Кавказа, сформированному на вулканических породах. Этому предшествовала обширная дискуссия по сущности форм рельефа этого региона. До настоящего времени среди геологов и геоморфологов существуют различные толкования понятия вулканический и вулканогенный рельеф. В чем различие этих часто употребляемых терминов, или они синонимы? Похоже, что редко кто задумывается над смыслом этих терминов. Еще большее словоблудие существует при рассмотрении сущности вулканических форм рельефа. Четкое их определение дано А.И. Спиридоновым [6], Г.Ф. Уфимцевым и др. [7]. Однако многие исследователи считают, что вулканические формы рельефа были созданы только в голоценовое и настоящее время. Известно, что вулканизм проявлялся и в более ранние геологические эпохи. Но формы рельефа, созданные вулканическими процессами в те далекие времена, почти полностью разрушены современными экзогенными процессами. Поэтому некоторые исследователи по-разному называют реликтовые формы рельефа [8, 9]. Студентам, аспирантам и молодым ученым трудно понять существующие среди геоморфологических «мэтров» разногласия.

Другая не менее острая проблема связана с географическими названиями тех или иных горных объектов – хребтов, вершин, внутригорных котловин. К примеру, названия основных горных хребтов Большого Кавказа, данные молодыми исследователями на заре

развития геоморфологии (50-е годы прошлого столетия), в настоящее время выглядят устаревшими и абсурдными, например Главный Кавказский (Водораздельный), Боковой (Передовой) хребты и др. Таковую неопределенность мы постарались устранить в монографии [10]. Но эти названия твердо закрепились на географических картах, в учебной и научной литературе. Очевидно, что нередко возникает путаница в конкретном определении тех или иных горных объектов. Вопрос об официальном упорядочении географических названий Кавказа упорно отвергается поколением старых исследователей. В этом случае возникает парадокс окостенелости географической науки и ее неспособности решать актуальные проблемы современной прогрессивной науки.

Таким образом, можно констатировать, что назрела насущная проблема упорядочения многих геоморфологических терминов и более широкого обсуждения их в геоморфологической литературе, на семинарах, конференциях и «круглых столах».

- [1] Тимофеев Д.А., Уфимцев Г.Ф., Онухов Ф.С. Терминология общей геоморфологии. М.: Наука, 1977. 200 с.
- [2] Ласточкин А.Н. О начальных понятиях геоморфологии // Геоморфология. 1983. № 1. С. 42–46.
- [3] Назаров Н.Н. Особенности современного толкования термина «овраг» // Геоморфология. 1997. № 4. С. 43–50.
- [4] Уфимцев Г.Ф. Генезис рельефа // Геоморфология. 1992. № 3. С. 19–24.
- [5] Геворкян Ф.С. Горные котловины Армении как морфодинамические факторы // Геоморфология. 1991. № 3. С. 40–46
- [6] Спиридонов А.И. Основы общей методики полевых исследований и геоморфологического картографирования. М.: Высшая школа. 456 с.
- [7] Уфимцев Г.Ф., Онухов Г.С., Тимофеев Д.А. Терминология структурной геоморфологии и неотектоники. М.: Наука, 1979. 256 с.
- [8] Чемяков Ю.Ф., Ганешин Г.С., Соловьев В.В., Бойцов М.Н., Селиверстов Ю.П., Плоткина М.И. Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям. Л.: Недра, 1972. 384 с.
- [9] Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1978. 212 с.
- [10] Ефремов Ю.В., Панов В.Д., Лурье П.М., Ильичев Ю.Г., Панова С.В., Лутков Д.А. Орография, оледенение, климат Большого Кавказа. Опыт комплексной характеристики и взаимосвязи. Краснодар: Изд-во «Просвещение-Юг», 2007. 338 с.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИЛОЖЕНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИИ

А.И. Жиров

*Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, geomorphSPbGU@yandex.ru*

Прикладная часть науки отражает ее значение для жизни общества в настоящий момент. Значение это преходяще и зависит от целого ряда объективных и субъективных обстоятельств. Бурное развитие геоморфологии с конца XIX в. и повышение ее роли в решении практических задач, по мере увеличения геологической и геофизической изученности земной поверхности и недр планеты в целом, а также России в частности, постепенно сменились теоретическим, методологическим и вытекающим из этого практическим «застоем» в конце XX в. Усилия геоморфологов-практиков, направленные, прежде всего, на поиски и разведку полезных ископаемых, по мере развития детальных геофизических исследований, а также все большего использования МДС высокой точности, постепенно стали излишними. Полезными, но невостребованными, оказались исследования по геоморфологической индикации пликтивных структур осадочного чехла, чем занимались многие исследователи, а также автор данной работы в 80-х годах.

В других сферах практической деятельности также происходило постепенное свертывание геоморфологических исследований с сокращением их до минимума. Все более детальная геологическая съемка территории России и пристрастие геоморфологов в основном к изучению именно генетического аспекта своего объекта – земной поверхности – поставили ее в зависимое положение от четвертичной геологии. Выделение генетически однородных поверхностей (ГОПов) на геоморфологической карте сделало геоморфологическую карту менее информативной и малоинтересной с позиций практики по сравнению с картой четвертичных отложений и постепенно привело ее к нынешней роли – дополнительной мелкомасштабной картосхемы в рамках геолкарты.

Если в достаточно благополучные для страны 80-е годы еще была возможность изучать рельеф земной поверхности ради собственного (и благородного) научного интереса, ведя, например, бесконечные дискуссии о ледниковом или морском происхождении рельефа северных территорий России, то в 90-х годах на подобные исследования уже не хватало ни средств, ни желания. Подобные плодотворные для науки в целом дебаты в итоге все же изрядно «подмочили» практическую репутацию геоморфологии и привели к закономерному результату – производственные организации (поисково-разведочные, строительные, проектные и др.) практически «повернулись спиной» к геоморфологам и их основной продукции – геоморфологической карте (кстати, как и к генезису четвертичных отложений в целом). Сегодня не редкость случаи, когда при изыскательских инженерно-геологических исследованиях в данных бурения указывается одно происхождение отложений, в тексте отчета – другое, а на карте – третье. При проведении предпроектных и проектных изысканий при строительстве руководящие и проверяющие органы требуют зачастую срочно определиться с «озерным» или «лагунно-морским» происхождением отложений и убрать всякую двусмысленность из отчета. С их позиций, все верно – при обустройстве скважин и прокладке трубопроводов или прочих объектов генетический аспект не является определяющим, а на первое место выходят физические свойства грунтов, которые необходимо учитывать при строительстве. А от геоморфологической карты требуется указание элементов рельефа и их параметров, а не их гипотетического возраста и происхождения. Подобным образом поступают и лесоустроители, убрав со своих карт все данные, кроме механического состава отложений. Данный порядок вещей наблюдается и при проведении исследований сельхозугодий.

Но кажущийся тупик для геоморфологии заставил ее представителей, наконец-то, обратить внимание не только на генезис, но и на, казалось бы, уже пройденный этап исследования – изучение морфологии земной поверхности. Недостаток средств и задачи практики потребовали изучения именно состава и структуры земной поверхности, что и составляет наполнение понятия «рельеф».

Геоморфология, изучая, прежде всего, дискретную составляющую земной поверхности и позволяя выявить ее естественную делимость, благодаря развиваемой в последнее время морфодинамической концепции и системно-морфологическому подходу, предоставляет свою главную изначальную продукцию – выделенные линейные и точечные элементы рельефа, позволяющие четко указать ограниченные ими площадные ареалы или элементарные поверхности с относительно однородными свойствами приуроченных к ним геокomпонентов и геокomплексов. Кому нужны и как могут использоваться данные границы и ареалы?

Во-первых, в них нуждаются сами геоморфологи для последующих специальных геоморфологических исследований с построением морфотектонических и морфогенетических карт, ибо морфология поверхности есть отражение взаимодействия как эндогенных, так и экзогенных процессов. Таким образом, генетический подход в геоморфологии никуда «не уходит» и «не отбрасывается», а лишь занимает свое законное место в алгоритме геоморфологических исследований.

Во-вторых, именно с ними геоморфологи оказываются крайне востребованными при проведении инженерных и инженерно-экологических изысканий при строительстве, ибо на основе данных ареалов строятся все последующие карты (геоморфологического риска, интенсивности протекания опасных геологических процессов, возможного загрязнения и др.). В этом случае уже они постепенно теснят инженеров-геологов, наравне с ними участвуя в построении инженерно-геологических карт, карт четвертичных отложений, защищенности

поверхностных вод и т. п. Порой просто нереально выделить на земной поверхности и подробно изучить столько ГОПов, сколько позволяет выделить системно-морфологический подход.

В-третьих, подобные границы и ареалы оказываются незаменимыми при изучении геокомпонентов и геосистем, особенно в условиях антропогенно измененных и нарушенных ландшафтов. В условиях урболандшафтов и агроландшафтов все проводимые ландшафтные границы в итоге оказываются именно геоморфологическими, ибо другие зачастую просто «стерты» человеком. Последние защищаемые по этой тематике диссертации показали плодотворность использования именно подобного геоморфологического подхода. Анализ всех ландшафтных границ (а не только на антропогенно измененных территориях) в пределах Ленинградской области показал, что 90 % границ повторяют геоморфологические.

В-четвертых, вполне применимы данные границы и ареалы для проведения и уточнения геокомпонентных границ. Под руководством автора было проведено уточнение границ на крупно- и среднемасштабных почвенных картах нашей области. Детальность и точность карт при этом повышаются фактически на 50 % (для крупномасштабных) и на 25–30 % (для среднемасштабных).

В-пятых, наибольший выход для дальнейшего применения данные границы и ареалы имеют для поверхностей, которые, образно говоря, «видит око, да зуб неймет», т.е. для подледных и подводных поверхностей, особенно для областей молодого рельефа СОХ. Именно данный подход позволил создать «Геоморфологический атлас Антарктики», подготовленный к изданию коллективом авторов во главе с А.Н. Ласточкиным.

В-шестых, в геоэкологии именно данные границы и ареалы оказываются незаменимыми для создания оценочных и прогнозных карт загрязнения земной поверхности, выделения границ объектов антропогенного воздействия и геоэкосистем. И это далеко не все, а только начало нового расцвета прикладного применения нашей науки.

СВЯЗИ И УРОВНИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ В РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИИ

Е.Ю. Ликутов

ООО «Геоконтроль», Калуга, likutov@front.ru

В обширной литературе, посвященной системному анализу рельефообразования, обсуждаются различные положения, касающиеся в основном определений геоморфосистем (далее – ГМС) и их свойств. При этом в поле рассмотрения геоморфологов очень редко попадает без преувеличения важнейшее подмножество участников рельефообразования.

Разнообразие взаимодействий велико, если не сказать бесконечно. Необходимость предметных исследований их обоснована довольно давно [5, 1]. Результаты проведенных работ [2] показали первостепенную значимость систематизации и ранжирования взаимодействий. Настоящей работой продолжены системные исследования рельефообразования в виде частичного выполнения одной из ранее поставленных задач: предметного рассмотрения связей и взаимодействий [3], пока – в теоретическом аспекте.

Определение взаимодействия в рельефообразовании не выработано до сих пор. На основе общенаучного определения [4, с. 81] предлагаем и применяем следующее: *взаимодействие* – *закономерно взаимовлияющее, взаимообусловленное развитие воздействующих друг на друга взаимосвязанных участников рельефообразования* (форм рельефа, процессов и внешних условий рельефообразования и/или их элементов), т.е. ГМС и внешних условий их функционирования. В ходе и в результате взаимодействий меняются свойства и состояния ГМС и их элементов, вплоть до разрушения (прекращения функционирования) одних и возникновения (начала функционирования) других. Также меняются при этом свойства и состояния внешних условий рельефообразования. Важнейшая

функция взаимодействий состоит в интегрировании развития упомянутых выше участников рельефообразования. Она обеспечивает постоянную закономерную изменчивость их и планетарной геоморфосистемы в целом – при неизменном ее сохранении.

Ясно, что взаимодействия происходят при наличии взаимных (двусторонних и/или многосторонних) связей. Поэтому систематизация взаимодействий не может не следовать из рассмотрения связей и их свойств. Согласно общенаучному определению [4, с. 598], связь – взаимообусловленность существования явлений и их свойств, разделенных в пространстве и/или во времени, а также функционально. По своим свойствам связи образуют простые (по одному свойству-признаку) классификации. 1. По количеству активных участников связи: 1.1. односторонние (при одном активном участнике связи); 1.2. двусторонние (при двух активных участниках связи); 1.3. многосторонние (многофакторные) (при более чем двух активных участниках связи). 2. По отношению к рассматриваемой системе (ее элементу, свойству): 2.1. внутренние (между элементами системы: системами более низкого порядка); 2.2. внешние (между системами и/или между системами и элементами других систем). 3. По уровню действия: 3.1. одинакового уровня действия (между однопорядковыми системами или – элементами одной системы); 3.2. разных уровней (между разнопорядковыми системами), или ступенчатые, или иерархические. 4. По направлению действия относительно источника действия: 4.1. прямые; 4.2. обратные. 5. По результату действия: 5.1. положительные (усиливают (увеличивают) результаты действия связей); 5.2. отрицательные (ослабляют (уменьшают) результаты действия связей). 6. По степени опосредованности: 6.1. непосредственные (без наличия в связи промежуточных участников (посредников)); 6.2. опосредованные (при наличии промежуточных участников связи (посредников)). Связи именно этого типа служат основанием известного положения: «в природе всё взаимосвязано». 7. По режиму действия: 7.1. в выраженных на площади и/или в мощности деятельного слоя пространственных рамках (в пределах форм и элементов рельефа, участков действия рельефообразующих процессов); 7.2. локальные (в створе реки, «в точке» (например, в шурфе). 8. По режиму действия во времени: 8.1. непрерывные (постоянно действующие); 8.2. прерывистые (действующие время от времени и/или при определенных условиях); 8.3. действовавшие в прошлом; 8.4. прерывисто-непрерывные (например, сезонные).

В соответствии с классификациями связей классифицируются и взаимодействия – на уровни и ранги. I. По количеству участников: I.1. двусторонние; I.2. многосторонние. II. По отношению в рассматриваемой системе (ее элементу, свойству) и по уровню действия, образуя уже ранги: II.1. внутренние (один ранг) (внутри формы, процесса, условия); II.2. внешние 1-го ранга (между элементами форм, процессов, условий); II.3. внешние 2-го ранга (между только формами, только процессами, только условиями); II.4. внешние 3-го ранга (между формами, процессами и условиями и/или их элементами, которые в основном и обеспечивают крупные изменения в строении рельефа). III. По доминированию системы-участника взаимодействия применительно к рассматриваемой системе: III.1. прямые (воздействия); III.2. обратные (реакции). IV. По результату действия: IV.1. однозначно (преимущественно) положительные; IV.2. однозначно (преимущественно) отрицательные; IV.3. неоднозначные (в существенных частях как положительные, так и отрицательные). По степени опосредованности, по режиму действия в пространстве и во времени уровни взаимодействий (V–VII) выделяются точно так же, как и виды связей (по 6-8-й классификациям).

Взаимодействия, представленные в систематизированном виде, позволяют исследовать рельефообразование гораздо более предметно, ближе к познанию его существа – более конкретному и детальному, нежели это было (и бывает) до сих пор. (Когда упоминают о взаимодействии, устанавливают его факт – и «достаточно».) Предлагаемая систематизация взаимодействий, проведенная по реальным существенным и конкретным признакам, обеспечит соответствующее этим признакам рассмотрение рельефообразования и прогноз развития ГМС во всей их сложности и взаимосвязанном развитии. В части предметного учета взаимодействий прогнозы развития рельефа объективно будут более точными, как и изменений экологических условий в целом. Исследователи и, что особо важно, практики приблизятся к решению проблем управления рельефообразованием и формирования системы устойчивого природопользования.

- [1] Ивановский Л.Н. Структура экзогенных процессов долин Северного Алтая // Теоретическая геоморфология. Кайнозой Внутренней Азии: Тез. докл. научн. чтений памяти Н.А. Флоренсова. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1989. С. 30–31.
- [2] Ликутов Е.Ю. Строение рельефа и закономерности взаимодействия процессов его формирования в узлах горных хребтов юга Дальнего Востока, испытавших горно-долинное оледенение (на примере хребтов Становой и Джугдыр) // Геоморфология. 2004. № 1. С. 90–102.
- [3] Ликутов Е.Ю. Системность рельефообразования и системный подход в геоморфологических исследованиях // Новые и традиционные идеи в геоморфологии. V Шукинские чтения. М.: Географический факультет МГУ, 2005. С. 455–457.
- [4] Философский энциклопедический словарь. М.: СЭ, 1983. 840 с.
- [5] Щукин И.С. Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1960. 615 с.

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ ГЕОМОРФОЛОГИИ ПРИ КАРТИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА

Ю.И. Лоскутов

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск, loskutov@sniiggims.ru

Под картированием рельефа мы понимаем составление геоморфологических карт (масштаба от 1:1 000 000 и крупнее) камеральным путём с обязательным проведением полевых работ в узловых точках. Геоморфологическая карта является основным инструментом изучения рельефа. В настоящее время считается общепринятым, что при средне- и крупномасштабном геоморфологическом картировании наиболее объективным, удовлетворяющим требованиям практики способом изучения рельефа является картирование «граней» рельефа – субгоризонтальных поверхностей и склонов. При этом на полноценной «общей геоморфологической карте» должны быть отражены все три характеристики рельефа – морфология, генезис и возраст. Широко известна «Типовая легенда для геоморфологических карт средних и крупных масштабов», разработанная во ВСЕГЕИ [5]. Однако в ней картированию возраста рельефа, способствующему унификации геоморфологических карт, уделено недостаточное внимание.

При составлении геоморфологических карт используются практически все основные понятия геоморфологии: «рельеф земной поверхности», «поверхности выравнивания», «возраст, генезис, морфология рельефа», «грань рельефа», «объект картирования» и т.д. При проведении специализированного геоморфологического картирования (с 1968 г. по настоящее время) на территории Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области в связи с поисками бокситов, золота и алмазов теоретической основой наших исследований были работы Д.В. Борисевича, В.В. Ермолова, Г.С. Ганешина, Ю.К. Ефремова, А.Н. Ласточкина, Ю.А. Мещерякова, Ю.Г. Симонова, А.И. Спиридонова, Д.А. Тимофеева, В.П. Философова, Н.А. Флоренсова, Ю.Ф. Чемякова. Большой творческий стимул давали и дают семинары в г. Иркутске («Чтения памяти Н.А. Флоренсова»). Назовем лишь пять монографий, составленных по материалам семинаров и посвящённых теоретическим проблемам геоморфологии (в том числе и картированию рельефа): «Проблемы теоретической геоморфологии» (1988), «Проблемы методологии геоморфологии» (1989), «Время и возраст рельефа» (1994), «Генезис рельефа» (1998), «Морфология рельефа» (2004).

Свой вклад в понятийную базу теоретической и практической геоморфологии внесла и группа геоморфологов СНИИГГиМС [1–4, 7–9]. Мы на практике убедились, что с помощью «граневых морфо-генетико-возрастных» [3] специализированных геоморфологических карт, на которых цветным фоном закартирован возраст «граней (поверхностей) рельефа», можно успешно решать все задачи по поискам твердых полезных ископаемых.

Остановимся на некоторых дискуссионных вопросах, выбрав в качестве оппонента Ю.Г. Симонова [6], который считает, что «изучение истории развития рельефа можно

рассматривать в качестве одного из важнейших научных направлений фундаментальной геоморфологии» [6, с. 291]. С этим трудно не согласиться. Из этого утверждения логически следует, что понятие «*возраст рельефа*» является одной из важнейших его характеристик. Ю.Г. Симонов приводит следующие определения: «возрастом рельефа следует считать продолжительность существования элемента или формы рельефа, считая от момента его образования» [6, с. 178], «возраст рельефа – промежуток времени, отделяющий момент зарождения формы рельефа или комплекса форм от современности» [6, с. 207]. Такой «антропоцентрический» подход к определению понятия «возраст рельефа» нам кажется непродуктивным. Следуя ему, возраст, скажем, поверхностей выравнивания (ПВ) мы должны записывать так: T_2-Q , J_3-Q и т. д. Правильнее будет показывать в возрастном индексе не только момент зарождения формы, но и момент окончания действия процессов, создавших данную форму, например T_2-J_1 , J_3-K_1 [4].

Ю.Г. Симонов утверждает также, что «...не следует говорить о нижней границе рельефа» [6, с. 63]. Мы не согласны с подобным подходом, а обоснованную критику привели ранее [7, с. 9–10]. Относя геоморфологию к числу исторических наук, мы полагаем, что раскрыть её содержание можно только при «объёмном подходе» к определению рельефа как предмета её изучения.

Другой важнейшей характеристикой рельефа является его *генезис*. Ю.Г. Симонов выделяет «два класса неровностей рельефа по особенностям их кинематики» – «конструктивный рельеф» и «останцовый рельеф» [6, с. 136]. Совершенно непонятна логика подобного разделения. И как применять это деление не к формам рельефа, а к поверхностям? А это надо делать в первую очередь, ибо «центральным понятием в геоморфологии является понятие "поверхность"» [6, с. 62]. По способу создания логично делить рельеф (и ПВ в том числе) на «конструктивный» и «деструктивный» и далее уже по другим основаниям деления [8].

Рельеф земной поверхности на всём протяжении его существования неоднократно уничтожался, захоронялся или переходил в реликтовое состояние. При восстановлении истории развития рельефа изучение уничтоженного и погребённого рельефа так же важно, как и изучение реликтового рельефа, сохранившегося до настоящего времени. Поэтому, чтобы привлечь внимание исследователей к этому вопросу, мы разработали классификацию палеорельефа по естественным способам его консервации и уничтожения [9]. В связи с этим ставить знак равенства между «рельефом, уничтоженным аккумуляцией», и «погребённым рельефом» [6, с. 294], на наш взгляд, не оправданно.

- [1] История формирования рельефа западной окраины Сибирской платформы и Енисейского кряжа / В.Ф. Филатов, Ю.И. Лоскутов, Г.Ф. Кузнецова и др. Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1976. 88 с.
- [2] Лоскутов Ю.И., Филатов В.Ф. К вопросу о содержании геоморфологии и объекте ее исследования // Геоморфология. 1978. № 1. С. 72–75.
- [3] Лоскутов Ю.И., Филатов В.Ф. Классификация геоморфологических карт // Геоморфологическое картирование. М.: Наука, 1978. С. 42–46.
- [4] Методические рекомендации по составлению геоморфологических и палеогеоморфологических карт средних и крупных масштабов, специализированных на поиски гипергенных полезных ископаемых (на примере Сибирской платформы) / Ю.И. Лоскутов, Г.Ф. Кузнецова, Н.Р. Филатова. Новосибирск, 1995. 99 с.
- [5] Методические указания по составлению геоморфологических карт при средне- и крупномасштабной геологической съёмке / Составитель Г.С. Ганешин. Л.: ВСЕГЕИ, 1980. 60 с.
- [6] Симонов Ю.Г. Геоморфология. СПб.: Питер, 2005. 427 с.
- [7] Современный рельеф. Понятие, цели и методы изучения / О.В. Кашменская, В.А. Николаев, З.М. Хворостова и др. Новосибирск: Наука, 1989. 157 с.
- [8] Филатов В.Ф., Лоскутов Ю.И. Генетическая классификация естественных граней рельефа // Геоморфология. 1980. № 1. С. 41–47.
- [9] Филатов В.Ф., Лоскутов Ю.И. Сохранность древнего рельефа и его классификация // Проблемы методологии геоморфологии. Новосибирск: Наука, 1989. С. 62–70.

«НЕИЗБЕЖНОСТЬ» ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ С КАТАРХЕЯ

Ю.Е. Мусатов

*Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, geomorphSPbGU@yandex.ru*

Основные закономерности дальнейшей эволюции Земли были заложены уже на стадии космогонического процесса, когда в результате гетерогенной аккреции определились главные параметры планеты: масса, геохимический состав различных геосфер, гипогенная структура недр (сейсмологическая модель Буллена – Гутенберга). Это обусловило последовательную смену пермобильной (пангеосинклиальной), протоплатформенной зеленокаменной, протоплатформенной палеоавлакогенной, устойчивой геосинклиально-платформенной, океанической стадий и, наконец, наступление неотектонического этапа в общей геотектонической истории планеты. При этом с каждой стадией скачкообразно возрастала дифференцированность глобального рельефа, то есть происходило своеобразное «растягивание» гипсографической кривой планетарного рельефа вдоль оси ординат. С катархея же определилась и общая последовательность магматической истории (переход от раннедокембрийской гранитной эпохи через геосинклиально-платформенную стадию к мезозойско-кайнозойской базальтовой), которая имела решающее влияние на формирование и развитие внешних геосфер планеты. Для возникновения и эволюции живой материи главными (но далеко не единственными) факторами были постоянное существование воды в жидком состоянии и возрастание количества свободного кислорода в атмосфере. Общая эволюция планеты неизбежно «приводила» к созданию условий, допускающих появление наблюдателя.

Антропный или антропоцентристский принцип, первоначально сформулированный в теоретической физике, предполагает такое развитие достаточно сложных систем, в результате которого возникают условия, удовлетворяющие возможности существования наблюдателя. Ярким примером этого является квантовая механика, где присутствие наблюдателя безусловно необходимо в соответствии с принципом дополнительности Нильса Бора.

Наблюдатель, во всяком случае в единственной известной нам форме, возник в результате длительной эволюции одного из высших приматов. По современным представлениям, общий предок всех видов гоминид существовал уже в начале плиоцена, то есть к тому времени, когда в основных чертах был сформирован современный, чрезвычайно расчлененный, по сравнению с допозднеолигоценовым, рельеф Земли за счет завершения первой стадии неотектонического этапа.

Не подлежит сомнению, что именно глобальный рельеф определил резкое увеличение разнообразия физико-географических условий и ландшафтов на всей планете. Эта дифференцированность, особенно в плиоцене – эоплейстоцене – неоплейстоцене – голоцене, когда увеличивались как скорости тектонических процессов, так и скорости чередования ледниковых и межледниковых эпох (регрессий и трансгрессий), увеличивалась геоморфологическая и ландшафтная сложность, «позволила» появиться самой примитивной каменной культуре (олдувейской) у австралопитеков и у вида *Homo habilis*, затем – ашельской (раннепалеолитической) преимущественно у вида *Homo erectus* (в просторечье – питекантропов; данный вид уже не «ограничился» Восточной Африкой, а расселился почти по всему Старому Свету вплоть до Явы), еще позднее – среднепалеолитической (мустьерской) у видов *Homo sapiens neanderthalis* и *Homo sapiens sapiens* и, наконец, позднепалеолитической, неолитической керамической и далее бронзовой, железной культурам и в конечном итоге техногенной цивилизации у вида *Homo sapiens sapiens*. Развитие вышеупомянутых культур у различных видов гоминид, как и развитие сознания и «социальности» у них, а также расселение их с африканской прародины вплоть до современного ареала обитания вида *Homo sapiens sapiens* были обусловлены необходимостью приспособления к быстро изменяющейся, и не в лучшую сторону, среде обитания. В этом смысле гоминиды, действительно, могут рассматриваться как своего рода «обезьяны» уроды. К таковым мутационным изменениям относятся, в первую

очередь, возникновение прямохождения, увеличение грацильности и уменьшение массивности, потеря волосяного покрова и ряд других.

О НОВЫХ ИДЕЯХ И «ЖАНРАХ» В ГЕОМОРФОЛОГИИ

В.Н. Невский

*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН,
Владивосток, nevsky@tig.dvo.ru*

В ряде статей, претендующих на обобщение, авторы указывают на существенные проблемы современной геоморфологии, которые можно свести к следующей формуле: в геоморфологии нет парадигмы, а современное ее состояние и недавнее прошлое не соответствуют критериям К. Поппера для научных дисциплин. В частности, Д. Шерман [1] считает, что развитие геоморфологии подчиняется «закону» изменения моды и потому современное ее состояние вызывает противоречивые чувства. В этом мнении он не одинок. Если и есть перспективные направления развития, то они скорее связаны с утилитарными запросами «заказчиков». Следует заметить, что похожие проблемы возникают и в других естественных науках, и отсутствие парадигмы или исчерпание ресурса прежней парадигмы становится характерным явлением нашего времени.

Вряд ли большинство геоморфологов разделяет эти взгляды. Количество геоморфологических журналов в мире не уменьшается, количество статей растет. Однако становится очевидным, что все это многообразие современной продукции качественно отличается от геоморфологической литературы двадцатилетней давности. Во-первых, изменилась тематическая структура, что, впрочем, неизбежно и само по себе никак не указывает на кризис. В российском журнале «Геоморфология» сократилась доля статей на темы, более свойственные структурной геологии и геоморфологии, но появились новые темы – экологическая (в т.ч. «городская») и эстетическая [2]. В зарубежных журналах (“Geomorphology”, “Earth Surface Processes and Landforms”) можно отметить, в целом, те же тенденции, а также рост количества работ, основанных на “high tech”. Но главное отличие последнего двадцатилетия – сокращение количества теоретических статей. Новых идей, в понимании традиционного научного мировоззрения эпохи модерна, становится все меньше. Складывается впечатление, что примерно до 1980-х гг. геоморфология создавала некую собственную матрицу проблем и способов их решения и, одновременно шаг за шагом заполняла ячейки этой матрицы, а в последние 20 лет занималась исключительно заполнением оставшихся ячеек и корректировкой их содержания. (В скором будущем, возможно, останется только корректировка.) Во-вторых, значительная часть геоморфологической литературы носит дополняющий, уточняющий и подтверждающий характер. Это, как правило, новые данные о явлениях, описанных и объясненных ранее, уточнение разных количественных характеристик и т.д. Можно сформулировать недлинный ряд типичных тематических конструкций (“patterns”), отражающихся в названиях статей, по которым строятся современные публикации. Среди наиболее востребованных будут следующие: 1) описание какого-либо экстремального геологического или климатического события и его геоморфологических последствий; 2) описание локального проявления какого-либо экзогенного процесса и его количественная оценка; 3) моделирование геоморфологического процесса; 4) новый взгляд на какой-либо процесс или форму рельефа (т.е. применение новых методов); 5) некоторые аспекты какой-либо проблемы и 6) результаты режимных наблюдений (мониторинга). В-третьих, вся техническая мощь, которой располагает наука, – цифровые модели рельефа, базы данных, средства получения количественных данных, в т.ч. датировок, – не позволяет создавать новые смыслы. Задача современных технологий – уточнение ранее полученных данных, облегчение и унификация трудоемких картографических работ, в т.ч. районирования и классифицирования.

В-четвертых, из анализа литературы последних двух десятилетий можно сделать вывод (впрочем, небесспорный), что, если мы хотим найти новые смыслы, то обращаться надо скорее к новым направлениям, например к экологической и «эстетической» геоморфологии. Но и здесь нет гарантии на успех, особенно в экологической геоморфологии. Наконец, пятый вывод: в эти же 20 лет помимо тематической наметилась некоторая стилевая диверсификация текстов. Не будет преувеличением заявление о том, что появились разные литературные жанры.

Если оставить в стороне традиционно научный («классический») формат, имеющий свои собственные формальные атрибуты, то можно назвать следующие «нетрадиционные жанры»:

1. Очерк – преимущественно морфологическое описание района или какой-либо интересной формы (включая «расследование» по логической линии формулы В.М. Дэвиса), напоминающее по стилю Л. Кинга и С.П. Крашенинникова. Еще 20-30 лет назад казалось, что этот жанр навсегда остался в прошлом.

2. Эссе – размышления на какую-либо геоморфологическую тему без достаточной фактологической базы или на географическую тему, где собственно геоморфологический аспект является далеко не единственным или даже не главным. В частности, так называемая эстетическая геоморфология развивается именно в таком русле.

3. Философский (или претендующий на философский) «трактат» – попытка осмысления современного состояния геоморфологии во всем комплексе взаимодействий с другими естественными науками и психологией. В этом жанре написана отмеченная выше статья Д. Шермана и немногочисленный ряд других работ (например, [3]). Логично предположить, что, не оказавшись геоморфология в столь непростой ситуации, то статей с явно выраженным философским уклоном было бы еще меньше. Неожиданный «вклад» в смысловое и стилевое разнообразие текстов внес О. Слеймакер [4], заявив, что в связи с антропогенизацией и усилением антропоцентричности геоморфология должна стать этической. Этот тезис не нов, однако геоморфологи к такой постановке задач, по-видимому, не готовы.

В современной геоморфологии следует выделить еще один аспект, который может оказаться весьма существенным даже без новой парадигмы. Это – особый статус дисциплины высшего образования. Геоморфология выгодно отличается от ряда других географических и геологических дисциплин своей «синтетичностью» (как, впрочем, и эклектичностью), то есть вовлечением в свою орбиту целого ряда смежных наук, требованием к активизации не столько памяти, сколько логики и воображения в силу наличия ярких, визуально конкретизированных образов. Именно благодаря своей описательно-объяснительной сущности геоморфология должна рассматриваться как удобная теоретико-познавательная модель, формирующая общенаучное мировоззрение.

Жанровая диверсификация является не просто интересным, но и знаковым явлением. Она отражает некий внутренний поиск, попытку геоморфологов выйти из экстенсивности современной науки. Она позволяет надеяться на то, что новые идеи все-таки вероятны или уже находятся в стадии формирования.

[1] Sherman D.I. Fashion in geomorphology // Proceedings of the 27-th Binghamton symposium in geomorphology. John Wiley & Sons Ltd., 1996. P. 87–114.

[2] Тимофеев Д.А., Маккавеев А.Н. Нашему журналу 35 лет // Геоморфология. 2005. № 1. С. 3–8.

[3] Rhoads B.L., Thorn C.E. Toward a Philosophy of Geomorphology // Proceedings of the 27-th Binghamton symposium in geomorphology. John Wiley & Sons Ltd., 1996. P. 115–143.

[4] Slaymaker O. The future of geomorphology // Geography Compass. 2009. Vol. 3/1. P. 329–349.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ КАРКАС ГЕОКУЛЬТУРНОГО ПРОСТРАНСТВА

Г.Н. Паранина

*Российский государственный педуниверситет им. А.И. Герцена,
Санкт-Петербург, galina_paranina@mail.ru*

Геокультурное пространство формируется в процессе практического освоения человеком природных систем. Формы рельефа определяют режим и направление потоков вещества, энергии, информации, устойчивость которых создает необходимые условия жизнедеятельности и предпосылки хозяйственного использования территории. В настоящее время геоморфологические параметры геосистем широко применяются при оценке природно-ресурсного потенциала, устойчивости и экологического состояния регионов, однако исследования направлены в основном на районирование и выявление антропогенной динамики в течение последних десятилетий в связи с нарастающим экологическим стрессом. В нашем исследовании показана роль геоморфологических характеристик в эволюции природно-антропогенных систем и различных аспектов информационной модели пространства. Объект исследования – территории древнейшего освоения северо-запада Русской равнины, Карелии и Кольского полуострова. Цель – выявление элементов информационной модели географического пространства как неотъемлемой части его культурного освоения. Информационная модель пространства, в нашем понимании, отражает структуру – пространственно-временную организацию природных систем и включает следующие аспекты (подсистемы): навигационный, топонимический, мифологический, лингвистический, семиотический.

Геоморфологические процессы отражаются в каркасных элементах информационной модели через плановый рисунок распределения функциональных частей. Мега- и макроформы поверхности определяют, прежде всего, возможность заселения региона, соотношение морского и материкового типов хозяйства. Так, для Карельского перешейка новейшие археологические исследования показали первичность морского промысла, следы которого позволяют определить положение береговой линии приледникового водоема в голоцене. Показано эффективное освоение этой территории, представленной 7000–9000 л.н. цепочками островов [5]. На Кольском полуострове, островах Белого моря отступление береговой линии, зафиксированное комплексом береговых террас, позволяет датировать каменные лабиринты и другие памятники древней материальной культуры прибрежной зоны [1]. Геоморфологические методы широко применяются в археологии и исторической географии для исследования освоения берегов внутренних водоемов, в частности Онежского озера, высоких элементов речных долин и придолинного эрозионного расчленения [2].

Помимо использования водоемов в качестве источников питьевой воды, человека всегда привлекала возможность передвижения по воде. Водный транспорт и сейчас остается самым дешевым и экономически выгодным, а в древности не имел серьезной альтернативы, особенно в лесной зоне. Само течение воды под действием силы тяжести достаточно устойчиво по своим основным направлениям и является важным ориентиром. Однако разбивку пути на отрезки, знаки остановки и функцию пространственно-временной навигации выполняли геоморфологические элементы: положительные формы рельефа, ледниковые валуны, скалы, часто выделенные из ландшафта различимыми привнесениями руки человека: неестественной установкой, приданием формы, изменением характера поверхности, нанесением знаков. Исследования мегалитических комплексов Русской равнины методами археоастрономии показали их возможности в ориентировании по азимутам астрономических кульминаций наблюдаемых небесных тел.

Следующим шагом в понимании роли геоморфологической структуры и ее элементов является представление о навигационной системе региона. Эксплуатация трансконтинентальных магистралей подтверждается находками артефактов каменной индустрии палеолита, удаленных от мест естественного скопления сырья, использованного для их изготовления. Разделение труда, основанное на различиях природно-ресурсного потенциала и производственных технологий регионов, привело к усилению межрегионального обмена и

формированию устойчивых товаропотоков. Необходимость повышения надежности передвижения требовала организации системы астрономических инструментов ориентирования в пространстве–времени на протяжении всего пути. В организации геокультурного пространства они сыграли роль узловых точек, из которых более удачно расположенные (на перекрестках путей, границах природных сред, стратегически важных участках – устьях или истоках рек) стали центрами притяжения, активно растущими культурными центрами. Важнейшие водные пути получили развитие за счет создания параллельных линейных элементов на дренированных придолинных частях междуречий и их продолжениях в водораздельном пространстве в виде волоков и дорог. Так, узлы-остановки и связующие их элементы рельефа, обеспечивающие транспортные потоки, приняли на себя функцию каркасных, опорных элементов в освоении географического пространства.

Материковые формы хозяйства на первых этапах культурного освоения распределились в пространстве в соответствии с локализацией ресурсов ландшафта и миграциями промысловых популяций. Живые организмы можно рассматривать как биоиндикаторы позитивного влияния как внешних, космических, так и внутренних, эндогенных, факторов природной среды. Это может объяснить приуроченность древних путевых ориентиров – сейдов, менгиров и т.п. – к зонам геофизических аномалий, разломам земной коры. Функциональное зонирование территории для производящего хозяйства ориентируется на типологические элементы ландшафта, занимающие геотопы – элементарные поверхности рельефа, характеризующиеся прежде всего своеобразием гравитационной, инсоляционной, ветровой экспозиций и, в соответствии с этим, располагающие определенным набором полезных свойств, устойчивостью к антропогенным нагрузкам. С этим связан устойчивый набор хозяйственных урочищ в каждой природной зоне, характерный набор топонимов. На геотопологической основе производится реконструкция ландшафта территории при использовании палеоклиматических данных.

Таким образом, геоморфологический каркас формирует направления и характер освоения природной среды и отражается в структуре геокультурного пространства. Реконструкции этапов его формирования традиционно используются в археологии и этнографии, а в наших исследованиях позволяют проследить процессы отражения природной среды в различных аспектах информационной модели географического пространства [3, 4].

- [1] Колька В.В., Корсакова О.П. Возраст археологических объектов – каменных лабиринтов и относительное перемещение береговой линии Белого моря в позднеледниковье и голоцене // Изв. РГО. 2010. Т.142. Вып.1. С. 52–63.
- [2] Низовцев В.А. Культурно-исторические ландшафты водных путей Русского Севера // Устойчивое развитие и геоэкологические проблемы Балтийского региона: Материалы международной научно-практической конференции, посвященной 1150-летию Великого Новгорода. Великий Новгород. 2009. С. 66–76.
- [3] Паранина Г.Н. Наследие каменного века – основа геокультурного пространства северо-запада России // Сбалансированное развитие северо-запада России: современные проблемы и перспективы: Материалы общественно-научной конференции с международным участием, 26–27 ноября 2009 г. Псков. 2009. С. 21–27.
- [4] Паранина Г.Н., Паранин Р.В., Субетто Д.А. Северный лабиринт – отражение Арктического пространства и времени // Изв. РГО. 2009. Т. 141. Вып.6. С. 66–75.
- [5] Субетто Д.А. Герасимов Д.В. История Ладожского озера в свете археологических данных // Известия РГПУ им. А.И. Герцена. 2009. № 106. С. 46–51.

ТЕРМОДЕНУДАЦИЯ: КОМПЛЕКС ПРОЦЕССОВ И СИСТЕМА ТЕРМИНОВ

Ф.А. Романенко

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

Термоденудация – один из главных процессов, активно изменяющих облик рельефа низменных равнин приарктической России. Ее интенсивность предопределена высокой льдистостью распространённых здесь многолетнемерзлых пород. Так как термоденудация относится к катастрофическим процессам, быстро изменяющим рельеф, ее учет и прогноз очень актуальны и важны при проведении любых изыскательских, проектных и строительных работ на севере.

Термин «термоденудация» введён в 1975 г. Л.А. Жигаревым [3, с. 39–40], который подразумевал под ним «комплекс гравитационных и эрозионных процессов (обваливание, скольжение, течение, размыв и смыл), совместно развивающихся на склонах и откосах при протаивании высокольдистой толщи многолетнемерзлых отложений». Главная особенность этого определения – признание одновременности протекания нескольких процессов. Сравнительно более редкими синонимами термоденудации считаются иногда используемые в отечественной и иностранной литературе криогенная денудация, термоплавация – выравнивание рельефа процессами термоденудации [6, с. 158], денудация термическая, совсем редко употребляемые «деразия», «конжелитурбация» [6] и т.д.

Постепенно термин «термоденудация» стал употребляться в литературе в основном по отношению к процессу формирования термокаров, или термоцирков, – "циркообразных углублений в речных или озерных береговых уступах, сложенных рыхлыми льдистыми многолетнемерзлыми породами" [2, с. 456]. Эти формы чрезвычайно широко распространены в криолитозоне и развиваются весьма интенсивно. К.С. Воскресенский [1] показал, что термин "термоденудация" с геоморфологической точки зрения не вполне удачен для обозначения процесса только образования термокаров и оползней-сплывов, хотя и очень широко распространенных, но не охватывающих всю площадь суши, что должно было бы следовать из значения слова «денудация». Для этого им предложен термин «комплексная деструкция».

Не совсем ясен статус термоденудации в системе терминов. С одной стороны, ее рассматривают как региональный, связанный со спецификой субстрата, аналог общей денудации, т.е. процесса сноса продуктов выветривания горных пород, приводящего к выравниванию рельефа и общему понижению земной поверхности. Тогда, например, гравитационные процессы в Арктике и Субарктике, характерные для всех климатических поясов, в группу термоденудационных процессов входить не будут. С другой стороны, традиционно солифлюкция считается одной из важнейших составляющих термоденудации. Но она встречается и там, где многолетнемерзлые породы не распространены, на сезонномерзлых грунтах, т.е. на значительной территории, например, европейской части страны. Но можно ли вести речь о термоденудации, скажем, в Ленинградской или Калужской областях, где мощность сезонного промерзания достигает в отдельные годы 0.5–0.8 м и весной развивается солифлюкция?

Анализируя эти подходы, мы приходим к выводу, что главным принципом отделения термоденудационных процессов от других является признание специфического термомеханического «циклического процесса послынного оттаивания и удаления грунта при совокупном воздействии тепловой энергии воздушных или водных масс и механической энергии земного тяготения или движущейся воды» [5, с. 60].

С этой точки зрения в группу термоденудационных процессов входят и давно известные и лучше изученные термоэрозия, термокарст и термоабразия, которые по своей сути также основаны на послынном оттаивании и удалении грунта. Поэтому в широком смысле термоденудация включает все процессы динамики рельефа, обусловленные таянием подземных льдов.

Вместе с тем в литературе постоянно говорится о термоденудации как о процессе, дополняющем и термокарст, и термоэрозию и, особенно часто, термоабразию. Так, широко

распространено выделение термоабразионных-термоденудационных береговых уступов (например [4]). При этом среди термоденудационных процессов основную роль играют различные виды быстрых смещений материала. Это, так сказать, «лицо» термоденудации, самые яркие, интенсивные и заметные процессы, для которых используется весьма сложная и субъективная система терминов (быстрая солифлюкция, оползни-сплывы, посткриогенные сплывы, криогенные оползни скольжения, течение грунта и т.д.). Но при этом сохраняется и важная роль гравитации, в первую очередь при отседании блоков грунта, практически повсеместно сопровождающем быстрые смещения. Сюда же включаются менее интенсивные движения материала с ещё более сложной терминологической системой (классическая медленная солифлюкция, конжелифлюкция, желифлюкция и др.).

Иногда в состав термоденудации включают криогенную десерпцию (крип) – смещение материала по склону в результате изменения объёма частиц грунта при промерзании–протаивании, намокании–высыхании. Здесь существует своя система терминов, например стебельковая десерпция, т.е. смещение стебельковым льдом. Строго говоря, часто она не является термоденудационным процессом, так как длинные ледяные «стебельки» (длина которых может достигать 10 см) не тают, а ломаются под тяжестью обломка, который сами и поднимают. «Термо» составляющая в таких случаях отсутствует, а процесс перемещения обломка становится криогенно-гравитационным.

Вообще термоденудация теснейшим образом связана с «обычными» процессами. Так, лишённый растительного покрова обнаженный грунт зоны транзита оползня-сплыва при выпадении достаточного количества жидких осадков интенсивно размывается, а в сухую пору, наоборот, выдувается ветром. Интенсивный ливень после нескольких дней сухой и теплой погоды часто приводит к формированию в днище термокара или термоцирка промоины, а затем и оврага.

Таким образом, в настоящее время необходимо признать термин «термоденудация» термином свободного пользования, имеющим два главных значения:

- процесс сноса материала на равнинах в области распространения многолетнемерзлых пород, включающий частные процессы термокарста, термоэрозии, термоабразии, солифлюкции и т.д.;

- специфический склоновый процесс, главным фактором которого является сложное смещение грунта за счет его термомеханического оттаивания и гравитационных процессов.

Создание логичной и полной классификации термоденудационных форм рельефа и унификация системы терминов пока остаются задачей будущего.

Работы поддерживаются РФФИ (проект № 08-05-00932).

[1] Воскресенский К.С. Современные рельефообразующие процессы на равнинах Севера России. М.: Географический факультет МГУ, 2001. 262 с.

[2] Гляциологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 528 с.

[3] Жигарев Л.А. Термоденудационные процессы и деформационное поведение протаивающих грунтов. М.: Наука, 1975. 110 с.

[4] Жигарев Л.А. Роль термоабразии и термоденудации в разрушении берегов // Береговые процессы в криолитозоне. Новосибирск: Наука, 1984. С. 77–81.

[5] Марахтанов В.П. Термомеханическое оттаивание грунтов (понятие и методика расчёта) // Криосфера Земли. 2006. Т. X, № 4. С. 59–67.

[6] Тимофеев Д.А., Втюрина Е.А. Терминология перигляциальной геоморфологии. М.: Наука, 1983. 232 с.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ИДЕЙ ФРАКТАЛЬНОЙ ГЕОМЕТРИИ В ГЕОМОРФОЛОГИИ

Ю.Г. Симонов

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, jgsim@yandex.ru*

В начале XXI века фрактальная геометрия буквально ворвалась в геоморфологию. И я совершенно не склонен обсуждать полный набор оснований для объяснений этого явления. В смежной для нас науке возникло новое направление исследований. Оно обогатило ее новыми знаниями. И это прекрасно. Вероятно, в любой из наук есть группы ученых, склонные к обсуждению «новинок», если они удивляют своей оригинальностью и стимулируют ассоциативное мышление. Заимствование идей из смежных наук часто создает некоторые основания для попыток решения задач собственной науки, которые почему-то долго до этого не поддавались решению. Поэтому все, что будет написано ниже, не имеет прямого отношения к самой фрактальной геометрии и ее собственным проблемам. Я хотел бы обсудить лишь два аспекта темы – как мы восприняли тот язык, который нам естественным образом предложили сами математики, и насколько содержательными для нашей науки оказываются первые полученные нами результаты. Это нужно прежде всего для того, чтобы найти некоторый путь, а может быть и несколько путей, для дальнейшего углубления понимания геометрических законов, действующих в природе.

Сам я познакомился с идеями фрактальной геометрии в середине 1980-х годов при работах, одной из главных задач которых было определение истинного расстояния между двумя точками по топографическим картам, если произвольный маршрут проходил по пересеченной местности с долинами и поднятиями различной глубины и высоты. Заказчик, пригласивший нашу группу к решению этой задачи в общем виде, достаточно быстро вывел меня на разработки этой темы, выполненные Г. Кохом. А затем я познакомился с некоторыми разработками Б. Мандельброта. Сначала я проводил эксперименты для одномерного случая, затем потребовалось перейти к двумерным задачам. Но начались 1990-е годы, и незаконченные исследования пришлось свернуть. Большая часть результатов проведенных тогда исследований осталась неопубликованной. В 1990-х годах я видел, насколько успешно эти идеи входили в картографию, в частности в решение задач по автоматизации процедур генерализации изображений при переходе с крупного масштаба на мелкий (см. работы А.М. Берлянта, О.Р. Мусина, Т. Сопчук и др.). Теперь я вижу как бы продолжение тех же работ. Из года в год число их множится. При этом во многих из них используются лишь некоторые из возможностей фрактального описания форм, изображенных на карте. Если относить эти работы к некоторым классам решения генеральных задач, то я отнес бы их к описательным работам, поскольку практически в каждой из них берется некоторый объект. Далее он измеряется с помощью одной из процедур. Затем проводится некоторая обработка полученных результатов. Чаще всего находится некоторая численная характеристика, которую во фрактальной геометрии называют размерностью Хаусдорфа. И это все. Хотя далее просматривается обычный картографический путь – отнести любой из измеренных предметов к определенному географическому месту. В географии и в геологии любое из мест на поверхности Земли можно рассматривать как некоторую совокупность условий и факторов течения определенных процессов. Можно подтвердить специальными исследованиями, что полученная размерность ветвления русел описывает один из процессов формирования речных бассейнов. Эти вопросы важны, а исследования этого типа нужны.

Я задумался над тем, что однажды, примерно именно тогда, когда я встретился с фрактальной геометрией, или чуть-чуть раньше, наша геоморфология переживала нечто подобное. Наша группа быстро «математизировалась», а мы увлеклись системным анализом, предполагая, что новая методология и новое мировоззрение приведут нас к решению многих задач, решение которых может улучшить наши палеогеографические реконструкции, а может быть, даже позволит создать научные основания геоморфологического прогнозирования. Теперь сходная ситуация. Фрактальная геометрия позволяет не только описывать

пространственные формы. Но она легко может быть расширена и использована для изучения процессов и явлений, хотя опыты фрактального описания в этой области неизвестны. Мне кажется, что в этой области успешно работает А.В. Поздняков. Но конкретных результатов исследований в этой области я пока не видел. Те, кто начал «математизироваться» в 1960–1970-х годах и дожил до наших времен, нередко сетуют на то, что в те годы мы очень «рьяно» взялись за конкретные дела. А своих размышлений о том, что мы делаем, и какие конкретные результаты мы хотели бы получить, мы тогда не публиковали. Поэтому я решил не наступать «на одни и те же грабли дважды». Этой публикацией я приглашаю читателей вместе со мной задуматься над двумя вопросами: 1. Что мы от этих действий получаем для своей науки сейчас? 2. И что могли бы мы получить от использования идей фрактальной геометрии при решении геоморфологических задач в ближайшем и отдаленном будущем? Отвечая на первый из них, я должен сказать, что сейчас некоторые из нас уже научились получать размерность Хаусдорфа для изучаемых нами объектов. Ее далее можно использовать для описания этих объектов. Мы, вероятно, вскоре сможем составлять карты с соответствующими названиями. Мы сможем, наверное, говорить о том, как изменяется эта характеристика в пространстве и во времени. Но я пока не нашел, а сам не догадался – в чем состоит геоморфологическая содержательность этого понятия. Я понял, что пока нет решения обратных задач – по численному выражению этой размерности воссоздать геометрический облик описываемого объекта. Одному численному значению этой характеристики может соответствовать множество реальных объектов. Она создавалась для других целей.

Поэтому мне кажется, что следует задуматься над некоторыми понятиями, введенными Хаусдорфом и его сторонниками, и обнаружить в них некоторый геоморфологический смысл. Современная теория фрактальной геометрии – есть результат настойчивой работы замечательной плеяды выдающихся математиков, создавших ее основания. Но все без исключения или, по крайней мере, многие из тех, кто активно работал в этой области сам, преподавал эту науку в университетах, решал ее фундаментальные и прикладные задачи, чаще всего отсылают читателя к работам Бенуа Мандельброта. Именно он собрал существовавшие до него в этой области разработки, упорядочил их множество, доработал и создал важные «связки», объединившие их в некоторую достаточно стройную концепцию. Он создал при этом систему терминов и многое другое. Но для нас важно то, что он сам погрузился в созерцание природы и пригласил читателей вместе с собой увидеть «фрактальность» природы. Как он пишет в своем эссе, Евклид отложил в сторону и не рассматривал геометрию природы из-за ее «бесформенности». А он, в отличие от своего предшественника, задумал и разработал «новую геометрию Природы». Собственно именно этот тезис и побудил меня (кроме общей увлеченности новыми идеями) посмотреть, что действительно нового таит в себе фрактальная геометрия Б. Мандельброта для тех, кто занимается изучением различных форм и явлений природы.

Поэтому главным *понятием*, над содержанием которого следует задуматься, является термин **фрактал**. Я принял определение понятия «фрактал», данное Б. Мандельбротом. И звучит оно так: «Фракталом называется множество, размерность Хаусдорфа-Базикевича у которого больше его топологической размерности». Мне кажется, что для геоморфологов это должно было бы звучать примерно так: фрактал – это некоторое множество форм рельефа или их частей или комплексов форм, каждая из которых представляет собой «нечто целое», в том числе и целостную систему, состоящую из подсистем. Важно, что в совокупности они обладают структурой, которая может быть описана вышеназванной размерностью.

Дальше во фрактальной геометрии нужно определить, что собой представляет сама эта «размерность». Когда геоморфологу говорят о размерности чего-то, то большинство их нас вспоминает евклидово деление геометрических понятий. Обычно в работах пишут, что «фрактальная размерность» не равна топологической, а содержание самого этого понятия становится «договорным» и его предлагается просто принять. Поэтому я решил, что нужно исследовать сам процесс, в котором оно получается, а затем определить так, чтобы оно было доступным и не математикам. Поэтому напомним алгоритм определения этой размерности. Сначала утверждается, что любое целое необходимо разделить на N частей, а затем подобрать еще две такие переменные « d » и « t », что справедливым окажется уравнение:

$$Nr^d = 1.$$

Обратим внимание на единицу, в этом уравнении она собой олицетворяет «целое». А «d» и является той самой размерностью, получившей название «размерности Хаусдорфа», которая рассчитывается по формуле. Что означает буква «г», прямо не объяснено. Но из приведенного выше отношения следует, что значение «d» можно получить, логарифмируя приведенное уравнение. Тогда мы получим:

$$d = \log N / \log (1/r).$$

Те работы, которые мне встречались, по существу заканчиваются этим вычислением, и далее они сравниваются, чтобы в заключение читателю сообщить, в каких географических и геологических обстановках показатель размерности «d» больше, а в каких меньше. Пока непонятно, для чего это может понадобиться.

Используя эти соотношения, я исследовал процесс превращения равностороннего треугольника в снежинку Коха. Затем продолжил эксперимент и получил последовательность в виде серии все более и более сложных ее производных. Стало ясно, что таким образом можно управлять процессом изменения формы, меняя показатель «г». Теперь я вижу, что, опираясь на эти знания, можно оценивать не только степень сходства фрактальных рисунков с природными объектами. Я понял, что можно вместо постоянного значения «г» вводить некоторые функции изменения этого параметра во времени [$g = f(t)$]. И недалеко то время, когда по форме изучаемого нами объекта мы сможем определять время образования отдельных формообразующих его черт. Я вижу у применения идей фрактальной геометрии в анализе морфологии рельефа большое будущее.

Единственное мое замечание, которое я хотел сделать к одному из сенсационных утверждений Б. Мандельброта: нельзя признать истинным его вывод о бесконечности длины береговой линии Великобритании, хотя он сделан на основании совершенно справедливых посылок. В этом его утверждении не принимаются во внимание качественные превращения форм природы при изменении их размеров. Так, ни один из геоморфологов не согласится отрезок добавленной длины берега размером с «песчинку» называть продолжением «береговой линии». Контакт «песчинки» с морской водой трудно называть ее берегом.

ПОЛИХРОННОСТЬ И МЕТАХРОННОСТЬ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА В ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ СИСТЕМАХ В СВЯЗИ С ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИМИ РЕКОНСТРУКЦИЯМИ

Ю.Г. Симонов¹, Н.Г. Судаков¹, С.С. Карпухин²

¹*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, jgsim@yandex.ru, ng.sudakova@mail.ru*

²*ФГУП Госцентр «Природа», Москва, stanislav_karp@mail.ru*

Выявление пространственно-временных закономерностей развития природного комплекса и его морфолитогенной основы в особенности, установление метакронности и полихронности процессов морфолитогенеза в единой системе – актуальная задача как для палеогеографических реконструкций, так и для прогнозных построений, требующая дальнейших теоретических разработок и уточнений. Современная палеогеография в своих реконструкциях уже достаточно давно опирается на комплексные данные аналитических лабораторных и иных видов работ, а при создании палеогеографических карт активно использует возможности современных геоинформационных технологий. На мелкомасштабных палеогеографических картах самым важным и достаточно непростым вопросом является показ и оценка синхронизации изображенных событий. Полихронность палеогеографической информации в разных элементах природных ландшафтов записана на языке «памяти» о прошлом.

В этой связи большое значение приобретают рационализация методического решения проблемы с помощью средств геоинформатики. При этом эффективны современные методы формирования региональных баз данных палеогеографической и стратиграфической информации, технологии цифрового моделирования эволюции геоструктур с учетом полихронности и метахронности событий, что способствует в целом целенаправленной системной организации комплексного исследования. В настоящее время большие ожидания связаны с внедрением в науки о Земле геоинформационных технологий и инновационной методологии синергетики, ориентированной на конструктивное исследование развития самоорганизующихся систем, к числу которых следует в первую очередь отнести региональные морфолитосистемы.

Морфолитогенез, как объект сопряженных геоморфологических и палеогеографических реконструкций, отражает триединство взаимодействующих факторов: зонально-географических, провинциально-геологических, фациально-генетических и одновременно их эволюцию во времени. В результате формирующиеся самостоятельные морфолитосистемы образуют сложнопостроенный в иерархическом отношении природный комплекс, обладающий чертами целостности и отличающийся особой территориально-возрастной структурой. Полихронный накопительный процесс интеграции унаследованных признаков рельефа и слагающих осадков по разновозрастным палеогеографическим срезам и геоморфологическим уровням предопределяет общие особенности многоуровневых морфолитосистем – их многофакторность и многокомпонентность.

Обращается внимание на необходимость отображения на картах еще одного важного эффекта, существующего в природе, который редко обсуждается в палеогеографических работах наряду с описаниями синхронности и метахронности событий, – явления, получившего название *элиасинг*. Физики достаточно давно его заметили при проведении наблюдений за изменениями свойств объектов при наличии групповых источников питания веществом и энергией процессов, определяющих состояние многих природных систем, чаще всего являющихся естественными «интеграторами». Сам термин *элиасинг* дословно переводится как *перепутывание частот* поступления вещества или энергии, которые приходят к изучаемым объектам с разными характеристиками их временной изменчивости. Если эти виды поступлений внешне неразличимы (например, тепло), то объект-интегратор, точно так же как и измерительный прибор, в соответствии с принципом суперпозиции показывает их совместное участие в интегральном виде. Однако при выявлении наиболее типичных для палеогеографического анализа причинно-следственных зависимостей их следует различать.

Руководящей идеей познания географической среды традиционно и по праву служит Марковская парадигма (1939–1960 гг.) направленного развития природы в антропогене в сочетании с ритмическими изменениями и проявлением местного своеобразия в регионах – метахронности, или разновременности. Метахронность природных событий, как пространственно-временная категория, – основополагающее понятие концепции развития геосистем.

Метахронность явлений морфолитогенеза может и должна стать предметом специального изучения. Просматривается существование пространственно временной иерархии в метахронных явлениях морфолитогенеза. Не исключено, что потребуются создание новой классификации типов и форм метахронности, их возрастных интервалов и способов эволюции. У каждого палеогеографического события, если итогом его изучения является знание процессов морфолитогенеза, должен быть определен некоторый спектр его временных характеристик: дата зарождения, создание типового морфолитогенетического облика, а также начало его трансформации.

В свете идеи метахронности разработана матрица разномасштабных уровней палеогеографических реконструкций с выделением соизмеримых по пространству и времени палеогеографических структур на основе специальной пространственно-временной шкалы G-T масштаба. Прописаны уровни организации реконструкций: от мелкомасштабных (страторегиональных, формационных) до средне- и крупномасштабных (зональных, ландшафтных). Строгое соблюдение принципа соизмеримости при использовании пространственных и временных эквивалентов – обязательное условие корректных сопоставлений морфолитосистем, подтвержденных на примере опорных и стратотипических разрезов Русской равнины, Восточной Сибири, Забайкалья.

Моделирование процессов морфолитогенеза в геоинформационных системах реализуется средствами пространственного анализа картографических слоёв разновозрастных палеогеографических срезов территории. На основе разработанных принципов палеогеографических реконструкций (комплексность методов, сопряженность результатов, соизмеримость репрезентативной информации разномасштабных G-T уровней) возможна оптимизация универсального системного геоинформационного анализа региональных морфолитосистем и функционирующих под их контролем современных природно-хозяйственных систем территории.

Развитие морфолитогенетического направления в геоморфологии и палеогеографии на базе палеогеографической концепции морфолитогенеза приобретает важное научно-методическое и практическое значение. Рационализация системного подхода и усовершенствование сопряжённой методики под контролем геоинформационного анализа в рамках геосинергетики открывают дополнительные возможности для установления пространственно-временных закономерностей морфолитогенеза, что создает необходимые условия для комплексного литолого-геоморфологического районирования территории, служит обоснованием межрегиональной литологической корреляции маркирующих горизонтов, благоприятствует получению объективной интегральной оценки геоэкологической устойчивости морфолитогенной основы.

ПОЧТИ ЗАБЫТОЕ И НОВЫЕ ПУТИ РАЗВИТИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ

Г.Ф. Уфимцев

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, ufim@crust.irk.ru

Отличие Науки от «наук» заключается в том, что она имеет «забытое» старое – это теории, законы, гипотезы, ставшие общим достоянием и теряющие и авторство, и часто собственное обозначение ввиду своей «обычности» или общепринятости. Когда мы оказываемся перед необходимостью новых решений, это якобы забытое дает нам подсказки и оказывается теоретической базой. Теория геоморфологии тоже демонстрирует свою высокую устойчивость в сравнении с другими науками о Земле и мало подвержена влиянию текущей научной моды (парадигмы) – достаточно упомянуть объяснительные теории и гипотезы В.М. Дэвиса, В. и А. Пенков, К.К. Маркова и др. Составные части теории геоморфологии, обеспечивающие, в первую очередь, описание структуры рельефа и морфогенеза, часто оказываются в тени наших исследований, хотя требуют постоянного внимания – это ее понятийно-терминологическая система, принципы и законы, определяющие создание представлений (знания) об объекте. Конечно, базовые геоморфологические понятия, такие, как земная поверхность, рельеф земной поверхности, пространство и время рельефа, должны иметь необходимое многообразие, обеспечивающее наш творческий отклик на многообразие же окружающего нас мира природы.

Эти наиболее общие геоморфологические понятия на следующих уровнях организации понятийно-геоморфологической системы дополняются понятиями, обеспечивающими описание структуры рельефа земной поверхности и морфогенеза, и уже в таком своем качестве они должны обладать, в первую очередь, структурным смыслом. О каких же научных понятиях мы должны говорить в данном случае и в первую очередь? Здесь мы сразу встречаемся с подсказкой из прошлого – это представления об уровнях морфогенеза, начало которых можно увидеть в разработках А. Пенка, а в наиболее полной форме в известной монографии К.К. Маркова, выделившего четыре таких уровня. Но в дальнейшей разработке идеи об уровнях морфогенеза нам сейчас следует учитывать то обстоятельство, что мы изучаем не только (и не столько) рельеф континентальной суши (и вообще рельеф субаральный), но и

рельеф подледный и в особенности дна Океана, занимающий на нашей планете наибольшую площадь.

Можно говорить о трех уровнях морфогенеза на Земле, различным образом соотносящихся с положением общего базиса эрозии – уровня Мирового океана. Нижний, или подбазисный, уровень морфогенеза охватывает дно океана, где главную роль, видимо, играют воздействия на земную поверхность массовых смещений воды и вызванные ими минеральные поземки в ее придонном слое, минеральные же «дожди» и наличие в физической земной поверхности слоя сильно обводненного грунта (первого океанического слоя), легко поддающегося внешним воздействиям. Существенна роль в морфогенезе и подводного вулканизма. Второй уровень морфогенеза привязан к общему базису денудации и через региональные и локальные базисы эрозии охватывает большую часть суши – главным фактором его функционирования являются речные и долинные системы, по которым движутся литодинамические потоки, обеспечивающие структурную связанность всех элементов морфологического ландшафта под общим определяющим влиянием поля силы тяжести. Третья арена морфогенеза – это уровень вершинной поверхности, где преобладают процессы, не привязанные к базисам эрозии. Это уровень надбазисного морфогенеза, который, может быть, для краткости и удобства стоит обозначить как уровень альтипланации, поскольку конечным результатом проявления свойственных ему процессов морфогенеза является выработка надбазисных поверхностей выравнивания: локальных нагорных террас, эквипленов или сложноустроенных вершинных поверхностей высокогорных ступеней андских альтиплано. Уровень надбазисного морфогенеза располагается на высотах 3500 м и более в тропиках и постепенно понижается в сторону высоких широт, где достигает уровня океана или даже «ныряет» под него вследствие ледовой нагрузки на земную поверхность. На уровне альтипланации существенно возрастает участие процессов, на которые влияние силы тяжести уменьшается. В первую очередь, это течения ледовых масс вследствие бокового напора и, как это ни странно звучит, распространенность эоловых процессов.

Что касается описания структуры рельефа земной поверхности, то представляется, что для этого базовыми являются понятия о его ступенчатости, поясности и ярусности. Внешне простым (и понятным?) в их ряду является понятие о ступенчатости рельефа, подразумевающее существование одновысотных (одноуровневых) площадок, разделенных более крутыми гранями рельефа. Ступени рельефа могут быть разноразмерными (ступень дна Океана и ступень материковой суши и ступени нагорных террас, например) и различного же генезиса, особенно в части эрозионных или денудационных образований. Понятие о ступенчатости рельефа имеет, в первую очередь, морфологический смысл, а в использовании оно особенно важно в изначальном разделении рельефа земной поверхности на различные его формы и грани.

Понятие о поясности рельефа подразумевает, что его составные элементы объединяются в пространственно-временные группы, занимающие определенные высотные позиции: вершинный пояс и пояс склонов с субпоясом придолинных локальных поверхностей выравнивания (гл. обр. педиментов), пояс днищ долин или котловин. В каждом поясе мы видим обычно формы либо морфологически близкие, либо связанные генетически, а само функционирование поясов рельефа обеспечивается литодинамическими потоками. Понятие о поясности рельефа является основным при создании его картографических моделей и в особенности при картировании (картографировании) генетически однородных поверхностей, и уже в силу этого обстоятельства какие-либо особые разъяснения его значения в понятийно-терминологической системе геоморфологии излишни.

Понятие о ярусности рельефа земной поверхности остается наименее разработанным в геоморфологии, хотя научные концепции В. Пенка и Л. Кинга опираются, прежде всего, на него. Русские геоморфологи мало его используют, поскольку в полной мере своего проявления ярусные морфологические ландшафты свойственны южным материкам и субконтинентам, а в гумидной зоне материков северного полушария они проявлены, что называется, в сокращенной форме и при явной неравнозначности поверхностей выравнивания (исходный пенеплен и субпояс придолинных педиментов). Это приводит к тому, что сформулировать понятие об ярусности рельефа, удовлетворяющее, по крайней мере, авторское самолюбие, оказывается для нас затруднительным. Можно лишь сказать, что ярусы рельефа – это целостные группировки его форм, включающие региональные и планетарные поверхности выравнивания и долинные системы, возвышенности, по преимуществу останцового типа и проч., отделенные друг от

друга протяженными склонами – денудационными уступами. Они разновозрастны и в то же время так или иначе функционируют (развиваются) до настоящего времени – в этом проявляется одно из свойств собственного времени рельефа, требующее особого изучения.

Геоморфология XXI в. во многом будет занята изучением проблем в триаде «земная поверхность – рельеф – человек» и в том числе вследствие неизбежной гуманизации науки вообще, если конечно третий элемент указанной выше триады этого пожелает. Сейчас разработки научных проблем вокруг этой триады имеют преимущественно геоэкологический характер, хотя, что такое геоэкология, обычно трудно выяснить – подразумевается, что это изучение, охрана, защита окружающей среды. Это последнее понятие сколь неопределенно и столь же подчеркивает наш антропоцентрический взгляд на мир и потому оно вряд ли обладает высокими возможностями. Взгляд человека вокруг себя не должен отличаться высокомерием, и в выборе между геоэкологией и социальной геоморфологией мы должны отдать предпочтение последней. Здесь мы должны уже не гордо взирать вокруг себя, а обратить внимание и на себя, и на наше действительное место в Мире: или «Я и окружающая среда», или «Я Природы» – мы должны ясно представлять себе, что человек есть часть Мира, но не господин его, и именно развитие эстетической геоморфологии как особого научного направления ведет нас к этой цели, к осознанию нашего действительного положения в космосе. А антропоцентризм – это путь в никуда, да идти здесь некуда, да и зачем... Если теоретизировать дальше, то нетрудно придти к выводу, что Человек есть, в первую очередь, особенный элемент земной поверхности в ее физическом смысле (как переходный слой) и вне ее может совершать лишь кратковременные экскурсии. И потому нас более всего должно интересовать поведение человека на земной поверхности и в ее рельефе и влияние последних на человека, в том числе и облагораживающее.

Но геоморфолога интересовать должны не только новые горизонты, но и вечно сопровождающие нас темы научных исследований: глобальные и региональные обобщения, планация и горообразование земной поверхности, прикладная, или поисковая, геоморфология – словом, всегдашнее и проходящее сквозь суету времен. Все это в геоморфологии настоящего и будущего должно преломляться сквозь представление, что сейчас мы изучаем рельеф всей Земли в его неразрывном триединстве: субаэральный, подводный и подледный.

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ В СИСТЕМЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ

А.К. Черкашин

*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН,
Иркутск, cherk@mail.icc.ru, sveta@irigs.irk.ru*

Весьма обоснованно видеть главную функцию теоретической геоморфологии в упорядочении специальных знаний [1]. Этим отделяются исследования законов реальности от формирования правил систематизации знаний. Поскольку знания сами являются частью реальности и эмпирически и теоретически изучаются соответствующими теориями, собственно теоретические знания относятся к метатеоретическому уровню обобщения, объясняющему, откуда возникают теории, как создаются модели и классификации знаний, упорядочиваются данные о действительности. Теоретическое знание имеет лишь косвенное отношение к формированию научной картины мира, подобно математике, не связанной непосредственно с познанием природы. Задачи теоретической науки, в отличие от научной теории, – логический генезис и системное представление знаний. В современной науке такие проблемы решаются при разработке экспертных систем, основанных на моделях знаний – онтологиях. Онтологией называется структура $O = \langle X, R, F \rangle$, включающая конечные множества понятий предметной области X , отношения между понятиями R и функции интерпретации-вывода F . Например, для создания научной теории необходимо ввести множество базовых понятий X и законов – аксиом

R , связывающих понятия, а также определить логику оперирования понятиями и законами. Аналогично, классификация превращает в систему разрозненные типы существования объектов исследования, когда появляется возможность по положению в классификации определять свойства объектов. Что общего в существующих концептуальных схемах знаний и что необходимо принимать во внимание при их разработке, чтобы сформировать полезную онтологию обоснования выводов – основной вопрос теоретической науки (системологии).

Теоретическая геоморфология формирует системы знаний геоморфологии и смежных наук. Эти знания, естественно, существуют в единстве с другими научными знаниями, например физики, поэтому теоретическая геоморфология становится частью теоретической науки – метатеории производства знаний. Полезные метатеоретические конструкции применимы в методологии геоморфологических исследований, а геоморфология, в свою очередь, предлагает свои образцы научных схем и материал для формирования моделей знаний.

Основные идеи представления теоретических знаний основаны на принципах информатики как высшей формы организации знаний. Информация X (любые знания от данных до теорий) рассматривается в пространстве V связи знаний $V=X \times X$, в котором знания формируют подпространства – многообразия связи знаний. Касательные подпространства T_i к этим многообразиям в точках I_i (инвариантах касательного слоя) с локальной системой координат разного вида образуют онтологию в виде координатной сети гомологических переходов от одного объекта (точки) к другому. Гомологические ряды образуют генетически связанные объекты, а аналогические ряды – сходные объекты разных гомологических рядов [2].

В географии и геологии важное место занимают исследования по хорологии и хронологии явлений, наблюдаемых на различных уровнях организации планеты. Первое качество отражает пространственный порядок, второе – временные последовательности, проявляющиеся в эволюции геосферы в геологическом времени, в направленной и циклической динамике различного масштаба геосистем. Существование пространственно-временного взаимодействия и развития получило отражение в понятии «парагенез», отражающем совместное нахождение, возникающее в результате одновременного или последовательного образования. В геологии различают парагенезы минералов, пород и фаций. Н.С. Шатский выделял два вида парагенезов: 1) фациальные ряды – ряд разновозрастных пород разных фаций, в латеральном направлении замещающих друг друга; 2) сочетания пород – совокупность пород, внутрифациально сопряженных, связанных совместным нахождением и происхождением. Парагенетические ряды демонстрируют различные варианты параллельной изменчивости (гомологичности) геологических объектов. Одним из наглядных примеров онтологической схемы в геоморфологии является концепция географического цикла В.М. Дэвиса, характеризующая последовательность морфогенеза (гомологию форм рельефа), закономерно повторяющуюся в разных циклах и на различных территориях (аналогию форм рельефа). Инвариантами являются выровненные формы рельефа (пенеплен), на котором проявляются основные зональные закономерности, а остальные формы определяют азональные отклонения от этой нормы.

Главными видами слоения пространства связи знаний являются теории с инвариантами, представленными набором базовых понятий и их соотношений в аксиомах. Индуктивная (экзогенная) часть научно-исследовательского цикла формирует аксиомы, а на дедуктивной (эндогенной) стадии из аксиом получают новые знания. Все теоретические слои сквозные, т.е. описывают на одном системном языке объекты разной природы в конкретном предметном слое. Все теории интерпретационно связаны между собой на уровне базовых понятий и аксиом [3].

Геоморфологические знания расслаиваются на базе сквозных теорий, так что одни закономерности описываются и объясняются в рамках одной теории, а другие требуют иного теоретического языка их представления. Каждая теория порождает свой класс моделей. Например, кривые распределения высот рельефа исследуются в рамках теории функциональных систем, изучающих закономерности проявления разнообразных свойств в зависимости от различных факторов. Модели геодинамических процессов (Д.Л. Арманд, А.С. Девдариани) напрямую связаны с законами регулирования и динамики, выраженными в изменении количественных характеристик и состояний геосистем по градиентам высоты. Особое направление – моделирование сети линейментов земной коры средствами фрактальной геометрии.

Геоморфологическая наука – один из основных источников информации для развития сквозных теорий, формирования, проверки и использования систем знаний. Очевидная наглядность и изменчивость рельефа в совокупности с коррелятными геологическими и географическими свойствами позволяют решать большой круг теоретических задач средствами ГИС-технологий с экстраполяцией результатов на соседние исследовательские области.

- [1] Уфимцев Г.Ф. Очерки теоретической геоморфологии. Новосибирск: Наука, 1994. 123 с.
- [2] Гомология и гомотопия географических систем / Под ред. А.К. Черкашина, Е.А. Истоминой. Новосибирск: Изд-во ГЕО, 2009. 350 с.
- [3] Черкашин А.К. Полисистемное моделирование. Новосибирск: Наука, 2005. 280 с.

НОВЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ В ГЕОМОРФОЛОГИИ И ФОРМИРОВАНИЕ ИХ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ БАЗЫ

ТЕХНОГЕННОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ РЕЛЬЕФА И РЕКУЛЬТИВАЦИЯ НАРУШЕННЫХ ЗЕМЕЛЬ ВЕРХНЕЙ СИЛЕЗИИ

И.Н. Алешина

*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН,
Иркутск, Leznova@mail.ru*

Верхняя Силезия, и прежде всего расположенный в ее пределах Верхнесилезский промышленный округ (ВПО), характеризуется высокой концентрацией промышленных объектов. Здесь находятся несколько десятков каменноугольных шахт, цинковые и свинцовые рудники, целый ряд металлургических заводов, коксовые предприятия, электростанции, предприятия машиностроительной, химической и электротехнической промышленности. Горнодобывающая промышленность играет главную роль в изменении рельефа и активизации рельефообразующих процессов не только на территории добычи и обработки полезных ископаемых, но и в ближайших окрестностях. В местах концентрации добычи минерального сырья возникают предприятия перерабатывающей промышленности, новые города и поселки, вырастают крупнейшие агломерации. В здешней агломерации, объединяющей несколько городов, проживают 3 млн человек, из которых 330 тыс. живут в столице региона – Катовицах. Это наиболее густонаселенный и наиболее урбанизированный район Польши.

Большая часть территории исследуемого региона относится к областям с более чем 50 %-ным антропогенным преобразованием рельефа, причем в районах Катовице, Дабровы Гурнич и в нижнем течении р. Б. Пшемша степень подобной трансформации близка к 100 % [1]. Ниже представлены основные формы антропогенного (техногенного) рельефа Верхней Силезии и формирующий их тип хозяйственной деятельности человека:

Типы антропогенного (техногенного) воздействия	Антропогенные (техногенные) формы рельефа
1. Добыча и переработка полезных ископаемых	Карьеры, отвалы, терриконы, мульды оседания и др.
2. Строительство гидротехнических объектов	Плотины, дамбы, насыпи, котлованы прудов, водохранилищ, берегоукрепительные сооружения и др.
3. Строительство транспортных объектов	Дорожные насыпи, выемки, тоннели и др.
4. Строительство зданий и сооружений различного назначения	Котлованы, канавы, укрепления, террасы, выемки и др.
5. Сельскохозяйственное производство и мелиорация	Террасы, борозды, канавы, каналы и др.
6. Военные действия	Воронки, окопы, блиндажи, траншеи и др.

На территории Верхней Силезии преобладают техногенные формы рельефа 1 и 2-го типов воздействия. Формы рельефа 1-го типа воздействия возникают по периферии городских и сельских поселений в районах концентрации горнопромышленного производства. Положительные формы техногенного рельефа этого типа представлены терриконами и

отвалами, сложенными отходами горнорудной, металлургической и химической промышленности.

Отвалы формируются в связи с необходимостью складирования и хранения отходов всех видов предприятий горнодобывающей и обрабатывающей промышленности, особенно при добыче угля, железа и цинка. Отвалы имеют различную форму и размеры: от скопления небольших холмиков высотой в несколько метров до стометровых конических, отдельно стоящих терриконов. Опираясь на критерий формы и размера, можно выделить пять основных типов отвалов: 1) террасированные отвалы – отвалы с плоскими, выровненными поверхностями и крутыми террасированными склонами; 2) отвалы с плоскими поверхностями и крутыми обрывистыми склонами; 3) отвалы вытянутой формы, похожие на дамбу или вал; 4) куполообразные отвалы – высокие и низкие отвалы с пологими склонами; 5) конические отвалы – высокие пирамидальные отвалы с крутыми осыпающимися склонами, занимающие незначительную площадь, растущие в высоту до нескольких десятков метров, иногда даже превышающие 100 м [2].

Большинство отвалов (75 %) имеют незначительную высоту – в пределах 15 м и относятся к 1, 2 и 3-му типу. Примерно 12 % отвалов имеют высоту в пределах 15–20 м – это отвалы 3 и 4-го типа. Около 8 % занимают отвалы высотой 20–30 м, как правило, это куполообразные отвалы. На долю высоких (30–100 м) приходится сравнительно малое число отвалов (5 %), и среди них преобладают отвалы конической формы.

В распределении отвалов по территории ВПО прослеживается четкая закономерность. Отвалы встречаются большими группами и приурочены к шести районам с самой высокой концентрацией предприятий горнорудного производства и металлургии, а именно:

- 1) район между г. Катовице, Шопеницами и Малой Дэнбровкой;
- 2) район между Щентохловицами, Новым Бытомом и Рудой Шленской;
- 3) район между Хоржувем и Лагевниками;
- 4) район к северу и востоку от г. Забже и два района в окрестностях г. Бытом;
- 5) район севернее г. Бытом между Миеховицами, Силезскими Пекарами и Бжозовицами;
- 6) район восточнее г. Бытом с центром в Бжезинах.

Отрицательные формы антропогенного рельефа представлены карьерами, возникшими вследствие разработки месторождений серы, песка и других полезных ископаемых, а также просадочными формами, развивающимися над подземными выработками (мульды оседания) и в районах карстовых массивов.

Просадки грунтов вследствие шахтной добычи полезных ископаемых можно подразделить на быстрые (катастрофические) и медленные. Примеры первых описывает А. Ленкова. В 1971 г. вблизи г. Катовице во время единовременной просадки грунта сформировался провал глубиной до 70 м и шириной в поперечнике до 20 м [3]. В результате медленных массовых просадок величины понижения поверхности в г. Ястшембе Здруй в течение 25 лет наблюдений составили от 2 до 7 м [4]. На территории г. Бытом подобные показатели достигают 11–15 м [5]. Максимальные величины просадок к завершению разработок месторождений каменного угля могут составить 33–35 м [6].

Кроме проседаний поверхности непосредственно над подземными выработками отмечается формирование так называемых вторичных (индуцированных) карстовых воронок, которые возникают в связи с изменением уровня подземных вод. Формирование подобных просадок отмечают в окрестностях г. Олькуш, где они развивались по мере понижения уровня грунтовых вод, связанного с разработкой свинцово-цинковых руд и вымыванием песчаного заполнителя из первичных карстовых полостей.

Ко 2-му типу воздействия главным образом относится возникновение озер в пониженных формах рельефа антропогенного происхождения. Озерные котловины по происхождению делятся на плотинные, карьерные, провальные и искусственные. Наиболее крупные из них возникли вследствие карьерной разработки четвертичных песков и в результате сооружения плотин, но наиболее многочисленными в связи с началом интенсивной добычи каменного угля шахтным способом стали просадочные озера. Количество водоемов антропогенного происхождения на территории Верхней Силезии составляет 1707 общей площадью 4310 га.

Ликвидация антропогенных нарушений земной поверхности, возникающих при проведении горнодобывающих работ, осуществляется рекультивационными мероприятиями. Рекультивация рассматривается как одна из задач ландшафтного планирования в районах с развитой горнодобывающей и перерабатывающей промышленностью и направлена на восстановление земель для повторного использования в хозяйстве послепромышленных технологических земель. Основными направлениями рекультивации земель, нарушенных в результате деятельности горнодобывающей промышленности, в зависимости от целей послерекультивационного использования, являются следующие: сельскохозяйственное (создание пашен, садов, ягодников, лугов и пастбищ); лесохозяйственное (производство лесонасаждений целевого назначения: противоэрозионных, почвозащитных, водоохраных; лесопарки для рекреационного использования); профилактическое (озеленительное и санитарно-озеленительное: озеленение и консервация отвалов, озеленение промышленных территорий); создание водоемов различного назначения; жилищное и промышленное строительство.

- [1] Jankowski A.T. Anthropogenic relief transformation in the Upper Silesia industrial region // Anthropogenic aspects of landscapes transformations. Debrecen, 2000. 123 p.
- [2] Źmuda S. Antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego konurbacji górnośląskiej. Warszawa-Kraków: Państwowe Wydawnictwo Naukowe, 1973. 212 s.
- [3] Ленъкова А. Оскальпированная земля. М.: Прогресс, 1971. 287 с.
- [4] Madowicz A. Osiedlenia terenu na obszarze Jaszczbia Zdroju w latach 1974–1997 // Kształtowanie środowiska geograficznego i ochrona przyrody na obszarach uprzemysłowionych i zurbanizowanych, 31. Katowice–Sosnowiec, 2001. S. 15–21.
- [5] Пэлка-Госьциняк Й. Преобразование рельефа местности на территории г. Силезские Пекары за счет горношахтной и металлургической деятельности // Природные и антропогенные ландшафты. Иркутск – Минск, 2002. С. 51–56.
- [6] Вах Е., Щипек Т. Преобразование рельефа местности в районах горнодобывающей промышленности вследствие оседаний грунта (на примере Катовицкого воеводства) // Географические проблемы природопользования в условиях антропогенной деятельности. Минск: Белорус. геогр. об-во, 1996. С. 23–25.

**ОПЫТ ОЦЕНКИ БАЛАНСА НАНОСОВ И МИГРАЦИИ СОРБИРУЕМЫХ ИМИ
ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ В БАССЕЙНЕ МАЛОЙ РЕКИ ЗОНЫ
ИНТЕНСИВНОГО СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ
(Р. ПЛАВА, СРЕДНЕРУССКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ)**

В.Р. Беляев, В.П. Бондарев, В.Н. Голосов, Н.Н. Иванова, М.В. Маркелов

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, valdemar_b@rambler.ru*

Загрязнение окружающей среды искусственными веществами различного происхождения является одной из наиболее серьезных экологических проблем современности. Обоснованная пространственная характеристика загрязнения и оценка его негативных последствий невозможны без точных представлений о трансформации первичного поля загрязнения в результате дальнейшего перераспределения загрязняющих веществ в ландшафтах в результате различных процессов миграции. Миграция сорбируемых почвенными частицами загрязнителей (радионуклидов, тяжелых металлов, пестицидов и т.д.) после первоначального поступления в окружающую среду определяется основными агентами перемещения почвенно-грунтового материала – современными экзогенными процессами. В частности, на территориях сельскохозяйственно освоенных равнин гумидных областей

умеренного климатического пояса ведущими современными экзогенными процессами являются флювиальные – эрозия почв, овражная эрозия и русловые процессы. В этих условиях для получения наиболее полной картины трансформации первичного поля загрязнения необходимо определение количественных характеристик баланса рыхлого материала в пределах водосборных бассейнов различного ранга. Балансовые исследования представляют несомненный интерес как для изучения поведения загрязнителей в антропогенно-преобразованном ландшафте, так и для лучшего понимания пространственно-временных закономерностей проявления эрозионно-аккумулятивных процессов.

Одним из крайне опасных видов загрязнения окружающей среды является радиоактивное. Наиболее широко распространенным искусственным радионуклидом-загрязнителем является относительно долгоживущий (период полураспада ≈ 30.2 г.) изотоп цезия-137 (^{137}Cs). Его глобальное распространение явилось следствием атмосферных испытаний ядерного оружия в 1950–1960-х гг. После подписания рядом государств моратория на проведение ядерных испытаний в открытой атмосфере (1963 г.) поступление ^{137}Cs в природную среду происходит преимущественно вследствие аварий на промышленных ядерных объектах. Наиболее значимым из последних по масштабам экологических последствий был взрыв 4-го энергоблока Чернобыльской АЭС в 1986 г. Попавший в атмосферу радиоактивный цезий выпадает на земную поверхность с осадками (большой частью) или сухом виде. Поступая на поверхность почвы, он быстро и прочно сорбируется почвенными частицами, в основном глинистыми минералами их тонких фракций, и в дальнейшем перемещается только вместе с ними. Это свойство ^{137}Cs сделало его надежным маркером мобилизации, транспорта и переотложения почвенно-грунтовых частиц. Поведение изотопа ^{137}Cs в речном бассейне может рассматриваться как аналог для любых загрязнителей, закрепляющихся в составе твердой фазы почвы.

В предлагаемом исследовании нами была сделана попытка количественной оценки трансформации эрозионно-аккумулятивными процессами первичного поля радиоцезиевого загрязнения в бассейне р. Плавы (северо-западная часть Среднерусской возвышенности), часть которого была сильно загрязнена в результате аварии на Чернобыльской АЭС. Определялись основные составляющие современного баланса вещества исследуемого бассейна: интенсивность эрозии почв, внутрисклонового переотложения наносов, развития склоновых и донных оврагов, накопления материала в днищах малых долин, пойменной аккумуляции и размывов берегов, а также объем рыхлого материала, выносимый через замыкающий створ. В силу невозможности охвата всей площади исследуемого бассейна ($\approx 1856 \text{ км}^2$) полевыми исследованиями, для обоснования экстраполяции натуральных данных использовался морфометрический анализ.

Примененный нами подход к количественной оценке горизонтальной миграции сорбируемых почвенно-грунтовыми частицами загрязняющих веществ в речном бассейне сочетает в себе основанный на бассейновом подходе морфометрический анализ рельефа, расчет интенсивности эрозии, натурные определения комплексом методов интенсивности аккумуляции на различных элементах рельефа и установление корреляционных зависимостей между морфометрическими параметрами рельефа и темпами эрозионно-аккумулятивных процессов. На примере бассейна р. Локны – левого притока р. Плавы – были определены морфометрические параметры элементарных водосборных склонов, наиболее тесно коррелирующие с интенсивностью эрозии почв. Также определялись и характеристики сети тальвегов, начиная с долин 1-го порядка по Страллеру-Философову, выраженных в масштабе топографической карты 1:25000. Были созданы цифровые модели рельефа трех уровней детальности – по данным детальной тахеометрической съемки отдельных объектов (2 малых водосбора) и путем векторизации топографической основы государственных топографических карт масштаба 1:25000 (бассейн р. Локны) и 1:100000 (бассейн р. Плавы). На весь бассейн р. Локны была получена единая пространственная схема, где для каждого фрагмента тальвега имеется длина и средний уклон, а для элементарного склона – его площадь, средняя длина линии тока, средний уклон, а также характеристики продольного и поперечного профиля (выпуклый, прямой, вогнутый). На двух малых водосборах в бассейне р. Локны определение интенсивности внутрисклоновой аккумуляции и темпов накопления отложений в днищах долин в сочетании с определением морфометрических параметров элементарных склонов дало

возможность определить коэффициенты доставки наносов (SDR) в днища малых долин для различных морфометрических типов склонов.

Для определения различий скоростей пойменного осадконакопления по долине р. Плавы были разработаны критерии выбора ключевых участков речной долины, характеризующие их репрезентативность для частей бассейна с различной структурой долинной сети и уровнем радиоактивного загрязнения. В соответствии с разработанными критериями, были выбраны пять ключевых участков долины, представляющих определенные типы пойменно-террасовых комплексов, и на различных уровнях поймы отобраны 445 образцов для проведения гранулометрического и радиоизотопного анализа. Выявление глубины залегания чернобыльского пика и мощности всей загрязненной ^{137}Cs толщи позволяет определить темпы осадконакопления для двух временных интервалов: с начала поступления ^{137}Cs в атмосферу до чернобыльской аварии (1954–1986 гг.) и после чернобыльской аварии (1986 г. – настоящее время).

В связи с отсутствием данных по твердому стоку р. Плавы, расчет мутности и среднегодового модуля стока наносов для оценки выноса наносов за пределы водосбора проводился по региональным зависимостям. Контроль полученных результатов проводился путем сравнения коэффициентов доставки наносов в русло основной реки из водосборов-притоков: расчетного (на основании среднегодового модуля стока наносов и среднесуточных темпов эрозии на водосборе) и полученного в результате наших балансовых исследований на одном из малых водосборов бассейна Локны. Сопоставление величин, полученных расчетными и натурными методами, показало хорошую сходимость результатов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ – НЦНИ Франции (проект РФФИ-НЦНИ № 09-05-91057), РФФИ (проект № 10-05-00976) и гранта Президента РФ для поддержки молодых ученых – кандидатов наук (проект МК-8023.2010.5).

МОРФОМЕТРИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЧАСТИЦ ЛЕДНИКОВЫХ И ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

О.А. Борсук¹, А.Н. Кичигин²

¹*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва*

²*Вологодский государственный технический университет, Вологда*

Формы обломков ледниковых и водно-ледниковых отложений изучались во фракции 25–50 мм (по средней оси). Ранее было установлено, что эта фракция является наиболее информативной при морфометрических исследованиях. Изучение грубообломочных ледниковых и водно-ледниковых отложений четвертичного возраста показало, что различия в морфометрии обломочных частиц – собственно геометрической формы и окатанности – проявляются для разновозрастных осадков достаточно отчетливо. Было установлено, что форма обломков, определяемая климатическими условиями, для литологически однородных пород обнаруживает вполне определенные закономерности.

Для ледниковых отложений, особенно обломков местных осадочных пород, форма обломков зависит от температурных условий разрушающихся коренных скальных пород.

В разновозрастных моренах показателями степени суровости климата могут служить формы обломочных частиц как соотношения трех главных осей: длины, ширины и толщины. Исходя из модели Б.Н. Достовалова, соотношение касательного (сдвигающего – τ) и нормального (сжимающего – σ) напряжений составляет 1:0.5. При термическом разрушении горных пород получается форма обломочных частиц с соотношениями их трех размеров как 1:0.71:0.50.

Анализом около сотни образцов из разновозрастных морен Русской равнины выявляются наиболее уплощенные обломки (среднекаменноугольных известняков) в поздневалдайской морене. В Сибири, где широко распространены перигляциальные явления, соответствующие валдайскому оледенению, они дали форму обломков, наиболее уплощенную по сравнению с отложениями самаровского оледенения.

Окатанность обломочных частиц в ледниковых отложениях зависит от дальности транзита. Коэффициент окатанности, определяемый как средневзвешенная величина для 50–100 частиц, меняется для днепровской морены на Русской равнине, в ее центральной части (для Сатинского полигона МГУ, 1992), от 0.70 до 1 балла, в отличие от московского горизонта морены в краевых зонах, который здесь значительно перемыт. Окатанность меняется от 1.2 до 1.5 балла. В Сибири более древнее оледенение дает также худшую окатанность обломочных частиц при примерно одинаковом транзите включений в тело ледника.

Водно-ледниковые отложения отличаются от морен лучшей сохранностью обломков карбонатных пород и лучшей их окатанностью. Средняя окатанность в краевых зонах достигает 2.0 баллов и более, а также характеризуется более высоким содержанием в спектре неустойчивых при транзите горных пород. Для изучаемой фракции средней гальки характерно быстрое накопление в приледниковой зоне. Для хорошо окатанных обломочных частиц их форма отличается в сторону большей изометричности и зависит от дальности транзита и скорости осадконакопления в приледниковой зоне. Особое место в краевой зоне оледенений занимают отторженцы. В рельефе в виде гряд или цепочек холмов под моренным материалом лежат блоки местных или вблизи расположенных карбонатных пород: известняков, доломитов, иногда с прослоями глин. В карьерах, вскрывающих эти образования, замеры формы обломков из разборной скалы отторженцев изучены на склонах разной экспозиции: северной и южной. На южной экспозиции обломки более изометричны, а на северной – сильно уплощены. Различия статистически значимы.

Переработка галечного материала в приледниковой зоне в пределах долинных зандров золовыми процессами создает поля ветрогранников от Восточной Сибири до Республики Беларусь. Нами были обнаружены ветрогранники в основании зандровой террасы в пределах долины р. Москвы. Наибольшее распространение ветрогранники получили в пределах Восточной Сибири, Забайкалья, Русской равнины, фиксируя своим появлением значительную переработку материала древних зандров.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ МОРФОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ

А.С. Булочникова

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, hillory@mail.ru*

В современной науке морфотектоника представляет собой довольно развитое направление, решающее целый ряд как теоретических, так и практических задач. Однако, несмотря на широкое использование и долгий период развития этой отрасли, существует целый спектр геоморфологических проблем, решение которых до сих пор окончательно не оформилось. Об этих проблемах и возможных путях их решения и пойдет речь в данной работе.

В геоморфологии направление морфотектонического анализа берет начало в середине XX в. Тогда в 1946 г. И.П. Герасимов ввел в науку понятие «морфоструктуры» [1], понимая под этим целостное орографическое и тектоническое образование земной коры. Целью морфоструктурных работ многих специалистов того времени было получение информации о

рельефе из анализа геологической структуры. Обратную задачу чуть позже в работе «Региональный морфологический анализ» ставит Ю.Г. Симонов [2]. Он предлагает выделить в структурно-геоморфологических исследованиях морфотектоническое направление. Его задачу он определяет как прослеживание пути от рельефа к структуре. Таким образом, проведение морфотектонического анализа рельефа дает возможность создать модель тектонического устройства и динамики территории.

Основу морфотектонических исследований составляет анализ блоковой структуры территории. Понятие о блоках пришло в геоморфологию из геологической науки конца XIX – начала XX века. Геологами принята позиция первичной делимости земной коры и верхней мантии, что выражается на поверхности в виде серий дизъюнктивных нарушений, которые и ограничивают блоки. Стоит отметить, что блоковый анализ широко используется в различных науках о Земле. С помощью этой методики успешно проводятся сейсмические, геолого-магнитные, разведочные и другие исследования.

В геоморфологии методика блокового анализа рельефа была предложена и доказана Ю.Г. Симоновым в 1972 г. Он предложил выделять блоки по топографической карте, а затем, анализируя морфометрические параметры блоков, получать сведения об особенностях строения, развития структур, преобладающих направлениях напряжения, нижней границе блоков. Таким образом, в течение довольно долгого времени морфотектоника имела преимущественно лишь описательную функцию. Однако одной из главных задач всегда был переход от морфометрии к динамике, к пространственно-временным соотношениям выделенных структур.

Для решения этой задачи, прежде всего, необходимо было научиться получать основные тектонические характеристики, которыми являются скорость и, как следствие, возраст движения. Первая работа в этом направлении была опубликована Е.А. Кравчуновской в 2008 г. [3]. Ею был проведен блоковый анализ по методике Ю.Г. Симонова и определены относительные скорости и возраст движения блоков. Методика этого анализа берет начало из концепции В. Пенка, в которой показано, что при равных темпах поднятия и денудации уклон склона характеризует скорость движения структуры. Если принять скорость поднятия структуры и скорость денудации одинаковой, то углы наклона склонов блока характеризуют интенсивность их движения, т.е. активнее поднимаются те блоки, которые обладают большим средним углом наклона склона. Исходя из описанного выше, было принято, что угол наклона склона при прочих равных условиях пропорционален скорости вертикального движения блоков и эти соотношения линейны. Однако известно, что интенсивность процессов поднятия и денудации неравномерна во времени, что выражается в форме склонов (выпуклые, вогнутые, ступенчатые). Влияние противоденудационной стойкости пород, слагающих блоки, учитывается путем синтетического анализа геологической карты и карты относительных скоростей поднятия.

Для определения относительного возраста, т.е. по сути, давности выхода поверхности блоков из-под уровня моря, было принято следующее утверждение: при одинаковой скорости поднятия раньше начал подниматься тот блок, абсолютная высота которого больше. В результате сопоставления высоты блоков с одинаковыми значениями углов наклона были выявлены блоки различной длительности поднятия.

Новой для морфотектоники является задача перехода от относительных к абсолютным параметрам, т.е. перевод относительной шкалы времени в абсолютную. Для ее решения автором данной статьи совместно с Ю.Г. Симоновым был разработан следующий метод.

В целом процедура сводится к определению возраста относительно какого-то выбранного эталонного блока. Как было указано выше, в принятой модели давность поднятия определяется двумя морфометрическими параметрами блока – высотой и уклоном склона. Исходя из этого, для определения относительного возраста поднятия каждого конкретного блока необходимо определить, во сколько раз его высота и уклон отличаются от некоторого эталонного значения. Наиболее удобно выразить это отношение в виде доли от единицы, приняв за единицу высоту и уклон некоторого блока. Для перехода к абсолютным показателям необходим временной репер, в качестве которого при первых исследованиях была выбрана береговая линия. Ее возраст был взят из датировки отложений подошвы морской террасы. Зная высоту и время, определяем скорость поднятия эталонного блока. Для восстановления истории

развития структур необходимо было сначала определить пространственно-временные соотношения блоков внутри островов. Для этого были рассчитаны высоты блоков для каждого этапа развития. По данным о возрасте поднятия границами этапов условно были приняты верхние границы стратиграфических выделов (конец начала среднего плейстоцена, конец середины позднего плейстоцена и т.д.). Зная абсолютные датировки этих границ и начала поднятия, можем рассчитать для каждого блока, сколько времени он поднимался на каждом этапе. Показатели скоростей и временного плана развития структур, полученные лишь на основе морфометрических расчетов, имеют высокую степень совпадения с данными, полученными другими исследователями при использовании традиционных методов.

- [1] Герасимов И.П. Структурные и скульптурные особенности рельефа Казахстана // Вопросы географии. 1946. С. 21.
- [2] Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во МГУ, 1972. 179 с.
- [3] Кравчуновская Е.А. Определение относительного возраста движения блоков земной коры методами морфотектоники (на примере острова Беринга) // Вестник МГУ. Сер. геогр. 2008. № 4. С. 34–39.

ОСТРОВА – УНИКАЛЬНЫЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЪЕКТ

А.С. Булочникова, Ф.А. Романенко

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, hillory@mail.ru, faromanenko@mail.ru*

Изучение морских и океанических островов – участков суши, окруженных со всех сторон водой, продолжается в России почти тысячу лет, с тех далеких времен глубокого средневековья (XI–XII вв.), когда на пустынные берега Новой Земли, островов Белого и Баренцева морей высадились первые новгородцы. Большую часть этого времени территория Российского государства прирастала десятками тысяч очень разнообразных по облику и размеру островов, часто отделённых от материка сотнями километров обычно холодных и бурных вод. Только в последние 40 лет XX в. в результате огромной работы гидрографов число принадлежащих России островов стало достоверно известно, хотя на многие из них до сих пор нога человека не ступала.

Актуальность изучения островных территорий очевидна. Многие из них – пограничные форпосты, интерес к которым на высоком уровне часто проявляют страны-соседи. Неоднократно именно на островах, как на крайней, первой по доступности и уязвимости территориальной единице государства, начинались войны. Важным геополитическим вопросом является набирающий обороты раздел шельфа окраинных морей. Многообразие природных условий и богатств любой территории определяется, прежде всего, ее географическим положением. С этой точки зрения каждый остров – уникальное обособленное пространство с присущим лишь ему сложным набором факторов и явлений, формирующих неповторимый ландшафт. Именно поэтому многие крупные и малые острова в настоящее время объявлены особо охраняемыми территориями с различным статусом.

В последние годы появились обобщающие исследования [2, 3], опубликованы десятки книг и сотни статей, посвящённых тем или иным особенностям в основном крупных архипелагов не только Северного Ледовитого и Тихого океанов, но и удалённых островов Индийского и Южного океанов. Тем не менее достоверная информация о природных особенностях и функционировании геосистем малых островов, которые значительно превышают по численности крупные, практически отсутствует, главным образом из-за их труднодоступности.

До сих пор в науке не сформировалось направления, целью которого являлось бы комплексное изучение этих уникальных территорий. Между тем, несомненно, что природа островов существенно отличается от близлежащих побережий материка. Это обусловлено, в первую очередь, уединенным положением посреди океана, которое определяет большую часть природных процессов, в том числе особые условия и факторы рельефообразования. Каждый остров – изолированная система со сложными внутренними и часто пренебрежимо малыми внешними связями. Острова наиболее чутко реагируют на изменения климатических, тектонических обстановок, колебания уровня моря и другие процессы, происходящие как на глобальном, так и на локальном уровне. Поэтому небольшой по площади остров может служить моделью, на примере которой особенно интересно изучать процессы и результат взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов рельефообразования. Исследование их строения, истории развития, а также особенностей морфолитогенеза позволяет приблизиться к решению целого ряда фундаментальных задач.

В настоящий момент можно выделить несколько направлений геоморфологических исследований островов.

На примере небольшого участка суши проще проследить влияние конкретных факторов и условий на сложный процесс морфолитогенеза. При этом роль каждого отдельного фактора на островах иногда выделяется существенно более выпукло, чем в более многофакторных системах суши. Так, совсем недавно [1] появились новые материалы об основополагающей роли в формировании рельефа многих дальневосточных островов птичьего населения.

До сих пор существует проблема классификации островов. Разделять их на группы по различным признакам начал еще Ч. Дарвин. После него многие исследователи на протяжении XX века неоднократно пытались обобщить все имеющиеся данные и предложить новый подход к классификации. В основу большей части из них был положен генетико-геоморфологический подход. Отсутствие логически выдержанной и непротиворечивой классификации во многом связано с тем, что геоморфологическая инвентаризация малых островов не только не закончена, но еще и не начиналась.

Отдельным вопросом является возраст островов. Так, многие участки суши в Северном Ледовитом океане исчезают с географической карты в результате таяния слагающих их льдистых мерзлых пород и размыва волнами, другие перестают быть островами, присоединившись к поднимающемуся берегу (Северо-Западный Таймыр, Беломорское и Баренцевоморское побережья Кольского полуострова и т.д.). Иными словами, с точки зрения геологического времени, острова – это сиюминутные образования, жизнь которых имеет начало (время их появления в качестве островов) и конец. Проблема возраста островов сейчас приобретает не только теоретическое, но и практическое значение, так как знание его может способствовать, например, геоботаникам в определении времени сукцессий и появления тех или иных растительных сообществ. Эта проблема важна, в частности, для Кандалакшского заповедника, так как здесь в связи с быстрым подъемом прилегающей суши в голоцене существенно изменяется распространение различных биотопов, где обитают охраняемые виды растений и животных, причем эти изменения происходят за считанные десятилетия. В раннем голоцене скорость подъема достигала 11–13 мм/год, сейчас снизилась до 4 мм/год [4], и некоторые современные полуострова показаны как острова ещё на картах 1970-х гг.

Исторически в геоморфологии изучение островов чаще всего сводилось к описанию и объяснению рельефа в связи с механизмом образования острова. Вместе с тем небольшой по площади остров – уникальная возможность проследить начальные этапы зарождения суши, первые стадии развития субаэрального рельефа и вообще первые шаги эволюции природы после ее выхода из океана.

[1] Иванов А.Н., Булочникова А.С., Романенко Ф.А. Скопления морских колониальных птиц как рельефообразующий фактор // Геоморфология. 2010. № 1. С. 34–39.

[2] Литвин В., Лымарев В. Острова. М.: Мысль, 2003. 287 с.

[3] Лымарев В.И. Основы острововедения. Архангельск: ПГУ, 2002. 192 с.

[4] Олюнина О.С., Романенко Ф.А. Поднятие Карельского берега Белого моря в голоцене по результатам изучения торфяников // Фундаментальные проблемы квартала: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. М.: ГЕОС, 2007. С. 312–315.

МОРФОСТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ РАЙОНОВ

И.А. Вдовина

*Нижегородский институт развития образования,
Нижний Новгород, viann@inbox.ru*

Одной из задач геоморфологических исследований является расширение информации об особенностях геолого-структурного строения и полезных ископаемых рудоносной территории. Морфоструктурные наблюдения над конкретными рудными объектами помогают распознаванию металлогенических и структурных элементов по их отражению в рельефе, направлению поисков полезных ископаемых [3, 5].

В ходе исследования были рассмотрены территории трех оловорудных районов (Баджальского, Ям-Алиньского, Дуссе-Алиньского), расположенных в западной части дальневосточной горной страны [4].

Крупными орографическими единицами являются Баджальский хребет, Ям-Алиньский, Дуссе-Алиньский хребты с их многочисленными отрогами. По орографическим признакам они считаются среднегорными сооружениями с отдельными участками высокогорья. Вершинная поверхность их находится на гипсометрическом уровне 1800–2000 м. Абсолютные высоты – от 800 м до 2100–2200 м. Относительные превышения хребта над днищами долин составляют 600–1000 м. Крутизна склонов до 30–50°.

Водораздельные пространства хребта и его отрогов характеризуются различной степенью расчленённости. Наряду с интенсивно расчленёнными водоразделами отмечаются и незначительно расчленённые, а местами и уплощённые водоразделы со сглаженным рельефом. Высокие части хребтов имеют узкие скалистые отвесные или обрывистые склоны и острые вершины, где наблюдаются скальные отложения. Преимущественно развиты склоны и междуречья с комплексами эрозионных и эрозионно-денудационных форм, осложненные криогенными формами. Склоны хребта покрыты крупноглыбовыми осыпями и курумником, в распадках сосредоточиваются отложения временных водотоков. Борты речных долин, расчленяющих хребет, круты и обрывисты с чётко выраженными бровками. В приосевой части верховья рек располагаются в троговых долинах. Повсеместно развита многовековая мерзлота. Глубина ее распространения составляет 150–400 м. Мощность деятельного слоя изменяется от 0.5 м на склонах южной экспозиции до 2.0–3.0 м на склонах, обращённых к северу.

Все три хребта являлись областью горно-долинного неоплейстоценового и современного оледенения. Рельеф этих хребтов осложнен многочисленными ледниковыми карами, озёрами, трогами и цирками. Долины трогов и горных речек узкие, местами каньонообразные, с порогами, водопадами, перекатами. Обнаженность склонов хребтов неравномерная. Большая часть естественных обнажений коренных пород наблюдается на гребнях и в приводораздельных частях хребта. Средняя и нижняя части склонов перекрыты мощным чехлом отложений мощностью 4–26 м в виде крупноглыбовых делювиальных осыпей и курумов.

Рудные районы расположены в пределах Хингано-Охотского вулканоплутонического пояса и одноименной оловоносной области и относятся к Баджальскому орогенному поясу [6]. По особенностям новейших деформаций морфоструктуры относятся к преимущественно складчато-сводово-глыбовым.

Морфоструктура хребтов представляет собой сложные сводово-блоковые поднятия, характеризующиеся увеличенной мощностью земной коры и устойчивой тенденцией к воздыманию [1].

Сводово-блоковые поднятия имеют в плане овальную форму. Подошва сводов картируется по морфоизогипсе 600–800 м. Вершинная поверхность находится на всем протяжении на гипсометрическом уровне 1600–2000 м и в плане повторяет контур сводового поднятия. Наиболее высокие участки вершинной поверхности с отметками более 2000 м занимают небольшие площади. Аномально высокие точки сводов (более 2200 м) фиксируются отдельными точками в осевых частях поднятий.

Форма сводов в продольном и поперечном направлениях – куполообразная, практически с плоской однотипной вершинной поверхностью, с асимметричными склонами. Геоморфологическая поверхность морфоструктуры в целом конформна глубинному строению земной коры.

Морфоструктурным анализом отчетливо выявлено блоковое строение сводовых поднятий [2]. Системы многочисленных линейных и дуговых разломов различного ранга, определенные морфографическими построениями и в разной степени подтвержденные геологическими, геоморфологическими или геофизическими данными, расчленяют свод на элементарные разновысотные блоки и обуславливают мозаично-блоковое строение. Блоки отличаются друг от друга по максимальным высотам и высоте вершинной поверхности, наклону поверхности, направлению перемещения и внутреннему строению. В осевой части свода располагаются наиболее приподнятые блоки с высотой более 2000 м. Максимально высокие блоки (свыше 2200 м) образуют несколько разобщенных участков. Низкие блоки располагаются по периферии свода, а максимально низкие блоки (менее 1000 м) отмечаются в краевой зоне его восточной части. Отмечается наклон вершинных поверхностей от осевой зоны к периферии, что отражает общий наклон крыльев свода. Прослеживается связь фоновых высот блоков с особенностями литологического строения морфоструктуры. Наиболее высокие блоки с фоновыми высотами свыше 1800 м соответствуют полю развития вулканитов. Аномально высокие блоки с высотой (свыше 2200 м) приурочены к субвулканическим интрузиям и экструзиям. Блоки с наиболее низкими значениями фоновых высот прослеживаются в зоне распространения осадочных пород палеозойского и мезозойского возраста.

Многочисленные рудопроявления отмечаются в интервале абсолютных высот 1100–2100 м, наибольшая концентрация их фиксируется на высотах 1600–1900 м. Отмечается четкая приуроченность рудопоявлений к рудоносным блокам с высокими фоновыми высотами, в преобладающей массе – к блокам с высотами выше 2000 м.

- [1] Вдовина И.А. Анализ блокового строения рудного района // Геоморфология. 2008. № 4. С. 29–35.
[2] Вдовина И.А. Морфоструктура Баджальского хребта // Геоморфология. 2004. № 2. С. 37–47.
[3] Волчанская И.К., Сапожникова Е.Н. Анализ рельефа при поисках месторождений. М.: Недра, 1990. 159 с.
[4] Морфоструктура и морфоскульптура гор и общие закономерности строения рельефа СССР. М.: Наука, 1986. 193 с.
[5] Морфоструктурные исследования: теория и практика / Г.И. Худяков, А.П. Кулаков. С.М. Тащи и др. М.: Наука, 1985. 212 с.
[6] Родионов С.М. Металлогения олова Востока России. М.: Наука, 2005. 327 с.

УСТОЙЧИВОСТЬ РЕЛЬЕФА В ОБСТАНОВКАХ ТЕХНОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ (НА ПРИМЕРЕ СТРОИТЕЛЬСТВА И ЭКСПЛУАТАЦИИ ГАЗОТРАНСПОРТНЫХ СИСТЕМ)

А.В. Волков, К.В. Подгорбунский

*ЗАО «Инженерно-экологический центр «Эконефтегаз»,
Москва, alexander.v.volkov@gmail.com*

В настоящее время в связи с широкомасштабным строительством газотранспортных систем особую актуальность приобретают проблемы устойчивости рельефа и системы рельефообразующих процессов к техногенному воздействию. Решению этих проблем может способствовать установление пространственно-временной организации рельефа данной

территории, которая, наряду с инженерными сооружениями, определит основные инженерно-экологические особенности будущего строительства.

Геоморфологическая устойчивость территории – это свойство территории не изменять рельеф и рельефообразующие процессы, на ней протекающие, в течение достаточно продолжительного периода [3]. При исследовании рельефа с системных позиций устойчивость рельефообразующей системы рассматривается как способность противостоять внешним импульсам и возвращаться в исходное состояние при снятии внешнего импульса [4]. Таким образом, устойчивость рельефа к антропогенным воздействиям можно охарактеризовать как способность противостоять внешнему воздействию, как прямому, так и косвенному, через условия и факторы рельефообразования и не изменять рельеф и рельефообразующие процессы в условиях антропогенного воздействия.

Устойчивость рельефа и разных его элементов и форм непостоянна в пространстве и во времени. Для анализа и прогноза устойчивости рельефа необходимо выделить факторы, ее обуславливающие и формирующие «запас» рельефа. Среди данных факторов выделяются:

- прочностные свойства грунтов;
- современная геодинамическая обстановка;
- современный гидротермический режим территории;
- современная ландшафтная обстановка и характер природопользования, в том числе характер воздействия на рельеф;
- тренды развития рельефа территории.

Чаще всего устойчивой называют территорию, на которой нет интенсивно протекающих экзогенных или эндогенных геологических и рельефообразующих процессов. Таким образом, современная геодинамическая обстановка является основным фактором, определяющим устойчивость рельефа территории. В настоящей работе рассматриваются преимущественно процессы внешней динамики.

Необходимо отметить, что рельеф является сложной иерархической и полигенетической системой, стремящейся к равновесному состоянию, то есть к выравниванию. Развитию рельефа, направленному на выравнивание, препятствуют различные внешние воздействия, в том числе антропогенные, которые изменяют пространственно-временную организацию рельефообразования и тем самым изменяют устойчивость рельефа в масштабах своего влияния. Инженерное сооружение определенного размера будет прямо воздействовать только на сопоставимый по размеру иерархический ранг рельефа, но воздействие этого же объекта на факторы рельефообразования может вызвать процессы преобразования рельефа более высокого ранга.

Спецификой газотранспортных систем является то, что при пересечении различных ландшафтов меняются условия строительства. По итогам регулярных полевых наблюдений выявляется значительная дифференциация экзогенных процессов, активизированных в результате строительства, в различных ландшафтно-геоморфологических условиях.

Наблюдения на северо-западе России, севере Западной Сибири, севере Сахалина и на других территориях показывают, что основное воздействие строительства объектов газотранспортных систем на рельеф заключается в локальном изменении условий и факторов рельефообразования, а именно: микрорельефа, почвенно-растительного покрова, некоторого приповерхностного слоя грунтов и характера парагенетических связей в геоморфологических системах.

Изменения микрорельефа при строительстве газопроводов зачастую приводят к изменениям поверхностного и грунтового стока, что вызывает развитие процессов подтопления, негативно влияющего на прилегающие природно-территориальные комплексы. В таежной зоне это один из наиболее распространенных процессов, который активизируется при воздействиях, вызванных строительством и эксплуатацией газотранспортных систем [2]. Важно учитывать при этом, что подтопление часто образует пространственно-генетические связи с другими экзогенными процессами и может служить одним из факторов активизации других не менее опасных экзогенных процессов (затопления, заболачивания, боковой и донной эрозии на переходах через водотоки).

Снятие и нарушение почвенно-растительного покрова имеет два главных следствия в развитии экзогенных процессов:

1) на субгоризонтальных поверхностях в условиях избыточного увлажнения это приводит к активизации процессов подтопления и затопления по причине нарушения структуры водного баланса, связанного в основном с выклиниванием из расходной части потерь на транспирацию влаги растениями;

2) на склонах разной крутизны и экспозиции при условии наличия более или менее легкоразмываемых грунтов интенсивно развивается линейная эрозия, которая зачастую не является фоновым процессом территории [1].

Развитие данных процессов является опасным как с точки зрения безаварийной эксплуатации объектов газотранспортных систем, так и с точки зрения сохранения ландшафтного разнообразия территории.

Таким образом, устойчивость рельефа к техногенным воздействиям необходимо оценивать в различном пространственно-временном масштабе, соизмеримом с параметрами самого воздействия, принимая во внимание условия и факторы развития рельефообразующих процессов.

- [1] Волков А.В. Экзогенные геологические процессы при строительстве газопроводов в криолитозоне: оценка и мониторинг // Материалы Международной конференции «Мониторинг геологических, литотехнических и эколого-геологических систем». М., 2007. С. 56–58.
- [2] Иванов А.Н., Самойлова Г.С., Сурков В.В. Ландшафтно-экологические исследования при проектировании газопроводов в лесной зоне // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2008. № 1. С. 58–65.
- [3] Симонов Ю.Г., Кружалин В.И. Инженерная геоморфология. М.: Изд-во Московского ун-та, 1993. 231 с.
- [4] Симонов Ю.Г. Геоморфология. Методология фундаментальных исследований. М.: Изд-во «Питер», 2005. 426 с.

РАННЕВАЛДАЙСКОЕ ПОХОЛОДАНИЕ В ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ РУССКОЙ РАВНИНЫ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ МАКРО- И МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЗАПОЛНЕНИЙ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПОГРЕБЕННЫХ ВРЕЗОВ)

Т.М. Григорьева¹, С.А. Сычева², Ю.Р. Беляев¹, Е.Д. Шеремецкая¹

¹ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, nauka@geogr.msu.ru*

² *Институт географии РАН, Москва, geography@online.ru*

Погребенные малые эрозионные формы (овраги, ложбины, балки) московско-микулинского возраста широко развиты в покровных отложениях перигляциальной зоны Русской равнины [6]. В особенностях коррелятных пород, находящихся в заполнениях московско-микулинских палеодепрессий, наиболее детально фиксируются события начальных этапов заполнения врезов в ранневалдайское время. Этот палеогеографический этап освещен слабо для этой территории, хотя для ледниковых районов он изучен хорошо [1, 4].

В наших исследованиях основным направлением было изучение всех текстурных особенностей отложений (на макро- и микроуровнях), заполняющих погребенную балочную форму в ранневалдайское время. Цель работы заключалась в установлении связи текстурных признаков отложений с условиями и факторами рельефообразования, а также с этапами развития палеобалки.

Объектом наших исследований была выбрана микулинская погребенная балка и коррелятные отложения в заполнении этого палеовреза, представленного в стенках Александровского карьера. Карьер по добыче лессового материала, расположенный в 10 км к

югу от г. Курска, объявлен памятником геологии регионального значения. Здесь уже много лет проводятся исследования С.А. Сычевой (1987–2007). Ею разработана стратиграфия отложений для этого участка [5].

Изучение текстурных признаков (макроизучение) палеовреза велось в искусственных обнажениях (шурфах и зачистках). Для изучения на микроуровне а основу был взят микроморфологический анализ, широко применяемый в почвоведении. Микроморфологическое изучение шлифов было проведено при помощи поляризационного микроскопа ZEISS Stemi 2000-C при увеличении в 4 и 10 раз.

Согласно микроморфологическим данным, материал, как и характерно для лессовидных суглинков, относительно однороден по гранулометрическому составу: большое количество пылеватых зерен, практически нет песчаных включений. В целом строение плазменно-пылеватое с закономерным увеличением доли пылеватых частиц снизу-вверх и пылевато-плазменное (приурочено к гумусированным горизонтам погребенных почв). Материал плотный, строение агрегатов выражено плохо, лишь для некоторых шлифов отмечено отчетливое округлое (для более рыхлых прослоев заполнения) строение. Новообразования выражены в виде глинистых кутан, конкреций и нодулей в основном железистого и марганцевого состава (скопления приурочены в основном к почвенным горизонтам и продуктам их переотложения). Карбонатные новообразования встречаются в виде единичных пылеватых включений. В слоистой толще заполнения наблюдается микрослоистость, выраженная сортировкой материала, хорошо наблюдаемая при скрещенных николях.

Основной интерес для нас представляли слои, которые непосредственно связаны с началом заполнения балки в конце микулинского межледникового – начале ранневалдайского похолодания (ранневалдайский педоседимент).

По результатам изучения отложений были сделаны выводы, что данная балочная форма заложилась в период: конец московской стадии днепровского оледенения – начало микулинского межледникового. Этап стабилизации данной балочной формы маркирует погребенная микулинская почва.

В основании заполнения – обугленный прослой, а в нижней части заполнения – пирогенные угли. Следовательно, первопричиной начала активного заполнения был пожар на водосборе и днище балки. На протяжении этого этапа происходило формирование слоистой толщи. Текстурные особенности отложений (субгоризонтальная и линзовидная слоистость) позволяют полагать, что ведущую роль играли делювиальные процессы. Так происходил первый этап заполнения балочной формы и погребение микулинской почвы. Судя по железистым новообразованиям – кольцам и нодулям с резкими краями, свойственным сырым окислительным условиям [3], можно предположить, что климатические условия были влажными и все еще теплыми (так как ведущим процессом был делювиальный смыв и признаков солифлюкции в данном слое не наблюдается). По времени этот этап можно отнести к концу межледникового. В это время наблюдается наиболее быстрое накопление материала (более 1 мм/год) [2].

Выше скорость накопления материала снижается (до 1 мм/год и ниже), в толще отложений наблюдаются изменения, свидетельствующие об усилении процессов делювиального смыва: появляются более светлые прослои, т.е. на приводораздельной части начал размываться нижележащий элювиальный горизонт Е микулинской почвы. Также одним из ведущих процессов здесь явно становится солифлюкция (текстуры течения, солифлюкционные языки и др.), что свидетельствует о появлении мерзлоты. В целом, эта толща является делювиально-солифлюкционным образованием. Условия в этот период были довольно влажными, но уже холодными. Время – начало ранневалдайского похолодания.

Далее наблюдается усиление роли пролювиальных процессов, о чем свидетельствует большое количество мелких эрозионных форм на склонах и их морфологическое строение (V-образные поперечные профили, резкие границы эрозионных контактов). Скорее всего, происходило постепенное иссушение климата.

Выше на увеличение похолодания указывают многочисленные признаки криогенных процессов в микростроении осадка – кольцевая ориентировка, ориентировка вдоль трещин и шлиров зерен и плазмы, обломки глинистых кутан, главным процессом становится накопление лесса (перигляциальные условия), но также продолжает происходить делювиальный смыв, на

что указывают небольшие горизонтальные слои и линзы более светлого материала (переотложенный днепровский лесс). Максимальное похолодание в ранневалдайский стадиал, переход к интерстадиальным этапам стабилизации (к почвам крутицкой фазы) происходили на фоне общего заполнения балочной формы.

Таким образом, на основе текстурного и микроморфологического анализа сделаны выводы о тенденциях развития различных экзогенных процессов и климатических условий на рубеже микулинского межледниковья и раннего валдая.

- [1] Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Л., 1987. 300 с.
[2] Беляев Ю.Р., Григорьева Т.М., Сычева С.А., Шеремецкая Е.Д. Развитие балочных верховьев центра Среднерусской возвышенности в конце среднего – позднем неоплейстоцене // Геоморфология. 2008. №1. С. 43–55.
[3] Микроморфология почв и рыхлых отложений / Под ред. С.В. Зонна. М.: Наука, 1973. 92 с.
[4] Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.: МГУ, 1990. 159 с.
[5] Сычева С.А. Эволюция балочной системы в климатическом ритме "оледенение – межледниковье – оледенение" // Геоморфология. 1997. № 2. С. 100–110.
[6] Сычева С.А. Эволюционный анализ плейстоценовых погребенных малых эрозионных форм // Геоморфология. 1996. № 3. С. 31–38.

НОВЫЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ ПРИРОДНОЙ И АНТРОПОГЕННОЙ СОСТАВЛЯЮЩИХ В СОВРЕМЕННЫХ ТЕНДЕНЦИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ ЭРОЗИИ И СТОКА ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ В РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ

А.В. Гусаров

*Казанский государственный университет,
Казань, avgusarov@mail.ru*

Среди методов оценки современной пространственной дифференциации интенсивности эрозии анализ речного стока взвешенных наносов выступает как один из наиболее объективных и точных. Сток наносов, наряду с оценкой пространственной неоднородности, используется для характеристики временной изменчивости эрозии, так как изменения его величин за конкретный интервал времени в каком-либо речном бассейне в целом адекватны изменениям в нем интенсивности данного геоморфологического процесса в те же сроки. Одним из направлений изучения временной изменчивости эрозии по стоку наносов является выявление и анализ в ней современных многолетних тенденций. Ключевой проблемой при этом выступает расчленение последних на природную и антропогенную составляющие. Учет антропогенной компоненты важен при выработке и оценке эффективности комплексных мероприятий, нацеленных на ослабление хозяйственно обусловленной эрозии и сокращение стока наносов в речных бассейнах, поддержание нормального функционирования речных систем и гидротехнических сооружений в них.

На примере бассейнов пяти рек различных регионов Земли (Западный Буг (Украина), Магдалена (Колумбия), Бей-Нан (Тайвань, Китай), Санхуанхэ (Китай), Инд (Пакистан, Индия, Китай)) рассматривается новый подход к выделению природной (гидроклиматической) и антропогенной составляющих современных тенденций изменения интенсивности эрозии и стока взвешенных наносов рек. Данный подход основывается на установлении функциональной зависимости между стоком воды (Q) и стоком наносов (R) ($R = k \times Q^m$, где k и m – эмпирические коэффициенты, характерные для конкретного речного бассейна) для наиболее раннего периода в рядах наблюдений, который заметно отличается средними величинами стока наносов от последующего периода (или периодов) в ряду наблюдений. Ранний период условно

принимается как эталонный, с которым сравниваются средние величины стока наносов последующего периода (или периодов). Антропогенная составляющая в последующий период (или периоды) – это разность между фактическим стоком наносов и той его гипотетической составляющей, которая могла бы быть связана с изменением только природных (главным образом гидроклиматических) факторов без каких-либо антропогенных изменений физико-географических условий на водосборе реки и рассчитывается путем экстраполяции установленной ранее зависимости $R = k \times Q^n$ на этот период (или периоды). Анализируются причины и структура направленно-измененного стока наносов.

Так, значительное увеличение стока наносов реки Западный Буг (Украина) с 3.8 ± 1.0 т/км²×год (1950–1970 гг.) до 10.1 ± 1.7 т/км²×год (1971–1987 гг.) было обусловлено на 64 % хозяйственной деятельностью человека в ее бассейне (вырубка лесов, распашка земель); и только на 36 % это изменение было связано с увеличением здесь стока воды (соответственно, с 4.8 ± 0.7 до 7.4 ± 1.7 л/с×км²). На многих территориях западной части Украины отмечалось увеличение густоты овражной сети, вызванное, как правило, деятельностью человека.

Существенное уменьшение стока наносов реки Инд с 1948 по 2003 г. было также в разной степени связано с деятельностью человека (главным образом с сооружением водохранилищ): в 1948–1974 гг. – на 68 %, в 1975–2003 гг. – на 35 %. По нашим оценкам, в целом с 1948 по 2003 г. в речных долинах бассейна Инда было аккумулировано, в связи с деятельностью человека, свыше 4.81 млрд т взвешенных наносов.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ КРИТЕРИЙ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА В ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЯХ (НА ПРИМЕРЕ РУССКОЙ И СКИФСКОЙ ПЛИТ)

С.Ю. Енгальчев, Т.А. Иванова

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, sleng2005@mail.ru*

В чехле Русской и Скифской плит установлено 17 месторождений и 60 рудопроявлений урана. Его концентрации имеют син-, диа- и эпигенетическую природу. Большинство выявленных месторождений оценены как непромышленные и не разрабатываются в связи с отсутствием рентабельных технологий добычи и переработки руд. Обзор имеющейся информации по геологическому строению и ураноносности рассматриваемой территории свидетельствует о том, что существуют перспективны выявления новых месторождений [1].

К настоящему времени накоплен большой опыт прогнозирования урановых месторождений в чехле платформ и разработаны методические рекомендации по поискам син-, диа- и эпигенетических месторождений. Вместе с тем вопрос о приуроченности многих урановых объектов к уступам современной поверхности оставался вне внимания исследователей. Сообщение посвящено рассмотрению данного вопроса путем анализа фактических материалов по региональным структурам–уступам (глинтам) и их взаимосвязи с положением уранового оруденения, локализованного в осадочных комплексах чехла.

Осадочные отложения Русской и Скифской плит насыщены скоплениями урана, установленными практически на всех стратиграфических уровнях. В разновозрастных отложениях чехла установлены синдиагенетические и эпигенетические концентрации урана. Последние подразделяются на инфильтрационные и эксфильтрационные. Первые обусловлены инфильтрацией нисходящих (грунтовых и пластовых) вод и контролируются окислительной зональностью. Вторые связаны с восходящими эксфильтрационными термальными водами и контролируются восстановительной зональностью.

Анализ пространственного размещения урановых объектов по отношению к уступам был проведен на Балтийско-Ладожском глинте, Карбоновом уступе (северо-запад Русской плиты) и уступе Ергенинской возвышенности (восток Скифской плиты). Рассматриваемые морфоструктуры контрастно выделяются на относительно выровненной поверхности Русской равнины.

Балтийско-Ладожский глинт прослеживается на 500 км вдоль побережья Финского залива от мыса Пакерорт (Эстония) до Южного Приладожья (р. Сясь). Он ориентирован в субширотном направлении и отделяет расположенную на севере Приневскую низменность с отметками 15–30 м от находящегося южнее Ордовикского плато с высотами 40–168 м. Высота глинта в районе г. Копорья составляет 75–85 м. Крутизна склона 10–15° (иногда до 25–40°). Рельеф поверхности глинта формировался в результате длительной континентальной денудации в течение мезозоя–антропогена. Уступ приурочен к зоне сочленения крупных геотектонических единиц – Балтийского щита и Русской плиты. Морфоструктуру глинта осложнили древние трансгрессии Балтийского моря и деятельность ледников (гляциодислокации). Урановые концентрации вдоль Балтийско-Ладожского глинта выявлены в отложениях ордовика (диктионемовые сланцы, оболочевые фосфориты), выходящих на поверхность вдоль уступа. На востоке к зоне глинта пространственно приурочены месторождения урана Рябиновское и Ратницкое, локализованные в базальных слоях чехла (гдовский горизонт верхнего венда) на глубине 300–400 м.

Карбоновый уступ протягивается на 750 км от Южного Прионежья через район г. Бокситогорска, г. Боровичи и г. Нелидово в Тверской области, имеет субмеридиональную (северо-северо-восточную) ориентировку и маркирует границу распространения каменноугольных отложений. Наиболее отчетливо он проявлен в северной части Валдайской возвышенности, на Вепсовской и Андомской возвышенностях. Относительная высота уступа от 75 до 125 м. Его морфоструктура подчеркнута длительной континентальной денудацией в течение мезозоя–неогена и последующей эрозионно-аккумуляционной деятельностью ледника. О дочетвертичном заложении уступа свидетельствуют глубокие врезы среднеплиоценовых долин у его подножья. Урановые концентрации, расположенные в тыловой зоне уступа, приурочены к боксит-угленосным отложениям нижнего карбона. Здесь известно два рудопроявления и большое количество проявлений урановой минерализации. На юге к границе уступа тяготеет Бельское уран-угольное месторождение, локализованное в нижнекаменноугольных отложениях (визейский ярус).

Уступ Ергенинской возвышенности располагается на востоке Скифской плиты и имеет субмеридиональную ориентировку и протягивается более чем на 300 км. Он разделяет Ергенинскую возвышенность на западе, представляющую собой плато с высотами до 200 м, и плоскую равнину Прикаспийской низменности на востоке с отметками высот 0–50 м и ниже. Образование данной морфоструктуры происходило в неоген-четвертичное время. Современная поверхность Прикаспийской низменности представляет собой первичную морскую аккумулятивную равнину, сложенную в основном верхнечетвертичными морскими осадками. Урановые объекты приурочены к тыловой части уступа и представлены синдиagenетическими месторождениями Ергенинского резервного района, связанными со скоплениями косного детрита рыб в отложениях майкопской толщи (P_3-N_1) и Балковским месторождением палеодолинного типа в отложениях миоцена.

Рассмотренные особенности размещения урановых месторождений и рудопроявлений в пределах трех региональных геолого-геоморфологических структур-уступов свидетельствуют о наличии связи между ними. Наличие такой связи, по нашему мнению, определяется приуроченностью уступов к долгоживущим тектоническим нарушениям, благоприятным для вертикальной миграции подвижных химических элементов (в том числе и урана), а также особенностями режима подземных и поверхностных вод в связи с перепадом высот в районе уступов.

О приуроченности уступов к зонам повышенной проницаемости указывает ряд фактов: к зоне Балтийско-Ладожского глинта приурочена региональная тепловая аномалия и ряд геолого-геоморфологических аномалий (Дудерговская и др.), формирование которых, по мнению ряда исследователей, требует участия глубинных процессов. О тектонической активности в зоне Карбонового уступа свидетельствует обнаружение бентонитов, связанных с подводной гидротермальной активностью в раннекаменноугольном палеобассейне. В пределах

уступа Ергенинской возвышенности и в его тыловой части выявлены многочисленные тектонические нарушения, подчеркнутые развивающимися по ним эрозионными врезами.

Таким образом, на территории Русской и Скифской плит проявлена связь региональных неоднородностей современного рельефа (уступов) с особенностями размещения урановых концентраций в осадочном чехле. Полученные материалы обосновывают выделение геоморфологического критерия, который, наряду с традиционными критериями, может быть использован при прогнозировании уранового оруденения в чехле молодых и древних платформ.

[1] Гушевой Г.В., Оношко Н.С., Наумов С.С. Прогнозная оценка ураноносности чехла Русской платформы // Разведка и охрана недр. 1996. № 3. С.11–20.

МЕТОД КВАНТОВАННЫХ ОТОБРАЖЕНИЙ И ЕГО ПРИМЕНЕНИЕ В ГЕОМОРФОЛОГИИ

В.М. Инжеваткин

*Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского,
Саратов, infoFrame-elf@yandex.ru*

Применение метода квантованных отображений (МКО) позволяет строить карты, описывающие топографическую поверхность в **каждой** точке с точностью, выбираемой оператором, упростить математическую обработку данных настолько, что она становится фактически доступной всем геологам, а также позволяет решать легко и наглядно ряд иных задач.

В основе МКО лежит преобразование информации из структур, естественных для человека, в структуры, естественные для программно-аппаратного обеспечения компьютера.

Наиболее отработано преобразование информации в растровое графическое изображение. В результате каждый пиксель интерпретируется как элементарный объем N-мерного пространства, а цвет пикселя содержит закодированное значение одного или нескольких параметров. Математическая обработка над таким квантованным отображением сводится к булевым (логическим) операциям над цветом группы пикселей.

Применение МКО в геоморфологии наиболее наглядно демонстрирует эффективность метода.

Интуитивно наиболее понятно представление топографической поверхности в виде графического растра (квантованной карты). При этом пиксель понимается как квадратный масштабный элемент поверхности, а цвет пикселя содержит закодированную среднюю высоту этого элемента.

Это дает ряд существенных преимуществ по сравнению с принятым отображением поверхности в виде изолиний. Вот некоторые из них:

1. Построение растровых карт поверхности, в которых **каждая** точка содержит авторское значение абсолютной отметки; точность отображения (как в плане, так и по высоте) выбирается автором. Процедура обратного преобразования (растра в изолинии) однозначна и проста. Такие карты не требуют проведения сложных и неоднозначных операций аппроксимации по восстановлению данных на всей площади перед математической обработкой. Технология преобразований карт описана в [2].

2. Малый размер файла, содержащего данные о топоповерхности. Например, изображение стандартного листа карты М 1:100 000 с точностью 0.1 мм в плане составляет 16 мегапикселей, что сопоставимо с размером одного кадра цифрового фотоаппарата.

3. Математическая обработка (подсчет объемов и площадей, дифференцирование, интегрирование, проведение двумерного спектрального анализа, вейвлет-преобразование,

распознавание форм и т.д.) сводится к простым логическим операциям над цветом группы пикселей. Такие технологии давно разработаны и успешно применяются при обработке естественных изображений [1]. Мы применяем их для работы с искусственными растрами. Пример решения практической задачи приведен в работе [3].

Особо отметим тот факт, что математические процедуры не требуют приобретения дополнительных математических библиотек и специализированных пакетов – ряд операций элементарен, а сложные содержатся в специальном программном обеспечении, записанном производителем оборудования в микросхеме памяти, установленной на видеокарте.

Также нельзя обойти вниманием еще один факт: огромные массивы данных, содержащихся в растре и описывающих топографическую поверхность, могут не обрабатываться поэлементно, как принято на центральном процессоре, а направляться на видеокарту, обрабатывающую огромные массивы за один цикл. Для этого не требуются дорогостоящие современные видеосистемы стоимостью от сотен тысяч рублей с поддержкой новейшей технологии CUDA – операции подобного типа могут выполняться на **любых** видеокартах.

Таким образом, разработанный нами метод квантованных отображений открывает большие возможности для представления, хранения и математической обработки геоморфологической информации.

- [1] Гонсалес Р., Вудс Р. Цифровая обработка изображений. М.: Техносфера, 2005. 1072 с.
- [2] Инжеваткин В.М. Квантованные карты: основные положения // Материалы VII Международной научно-практической конференции «Международные и отечественные технологии освоения природных минеральных ресурсов и глобальной энергии». 2008. Т. 2. С. 54–57.
- [3] Инжеваткин В.М. Способ расчета объема водоема на основе квантованных карт // Материалы VII Международной научно-практической конференции «Международные и отечественные технологии освоения природных минеральных ресурсов и глобальной энергии». 2008. Т. 4. С. 52–55.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ДРОБНОГО ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА МЕТОДОМ ЛАЗЕРНОЙ ДИФРАКТОМЕТРИИ ПРИ ВЫЯВЛЕНИИ ГЕНЕЗИСА ПОКРОВНЫХ СУГЛИНКОВ ЦЕНТРА РУССКОЙ РАВНИНЫ

Е.А. Константинов¹, Е.А. Еременко²

¹*Институт геологии РАН, Москва, eakonst@rambler.ru*

²*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, ashmell@mail.ru*

На Русской равнине к покровным суглинкам традиционно относят относительно маломощные безвалунные суглинистые отложения, распространенные в области плейстоценового оледенения и залегающие в виде покрова на различных элементах рельефа междуречных пространств. При этом чехол покровных отложений характеризуется прерывистостью и невыдержанностью мощности. Наибольшие мощности (до 4–5 м) толща покровных суглинков имеет в пределах территории, расположенной между внешними границами валдайского и московского ледниковых покровов. По литологическому составу и характерным свойствам (палевая и светло-коричневая окраска, преобладание в составе частиц пылеватой размерности – 0.05–0.005 мм (более 50 %), отсутствие четко выраженной слоистости) покровные суглинки относятся к группе лёссовых пород. От типичных лёссов они отличаются более низкой карбонатностью (редко – до 1–2 %) и пористостью (до 30–35 %). Кроме того, для

покровных суглинков характерно высокое содержание глинистой фракции (до 45–50 %), нередко – повышенная опесчаненность (до 10–15 %).

История исследования покровной толщи насчитывает уже более ста лет, и к настоящему времени накоплен большой объем фактического материала о строении и характере залегания покровных суглинков в центре Русской равнины. На основании данных полевых наблюдений и результатов всесторонней аналитической обработки образцов большинство авторов полагают, что толща покровных суглинков сформировалась в перигляциальных условиях конца среднего и позднего плейстоцена. Наиболее проблематичным и до сих пор не решенным вопросом остается механизм накопления покровной толщи, т.е. ее происхождение. За многие годы исследования высказано большое число гипотез о генезисе покровных суглинков: криоэлювиальная, эоловая, делювиальная, нивационная и пр. Каждая из них объясняет происхождение покровной толщи в отдельных разрезах, но в региональном отношении не может считаться универсальной.

Гранулометрический анализ – неотъемлемая часть любого литологического исследования, преследующего цели генетической интерпретации. Не являясь самостоятельным при реконструкции генезиса осадков, гранулометрический анализ позволяет восстановить динамику среды осадконакопления и, что особенно важно при изучении покровной толщи, установить наличие (или отсутствие) и характер связи с составом подстилающих отложений. В последние десятилетия в практику литологического анализа активно внедряются методы лазерной дифракционной гранулометрии (ЛДГ). В сравнении с классическими (гидравлическими) методами гранулометрического анализа, важными преимуществами ЛДГ являются: широкий диапазон измерения частиц (от 1250 до 0.16 мкм), возможность подбора любой гранулометрической шкалы для представления результатов, использование малых навесок образца. Таким образом, с использованием метода ЛДГ стало возможным более детально охарактеризовать состав покровных суглинков и на качественно новом уровне произвести сравнение их состава с составом подстилающих отложений в целях дальнейшей генетической интерпретации с применением прочих методов аналитической обработки. В рамках представленного исследования гранулометрический анализ проведен по комплексной методике: частицы крупнее 0.1 мм подвергались сухому севу на виброгрохоте Analysette 3 PRO (Fritsch), а для анализа тонких частиц (менее 0.1 мм) использован лазерный дифракционный гранулометр Analysette 22 Comfort (Fritsch). Для представления результатов анализа использована дробная гамма-шкала В.П. Батурина с выделением 34 гранулометрических фракций в диапазоне от 2 мм до менее 0.001 мм.

В пределах области, расположенной между внешними границами валдайского и московского ледниковых покровов, покровные суглинки междуречий залегают на ледниковых (валунные суглинки) и водно-ледниковых (пески, супеси, суглинки, глины) отложениях московского возраста. Для проведения дробного гранулометрического анализа выбраны четыре ключевых разреза, расположенные в разных частях изучаемой территории, но в одинаковой геоморфологической позиции – на плоских вершинных поверхностях междуречий. Три из изученных разрезов вскрывают покровную толщу, залегающую на московской морене и расположены: разрез CFR-1 – в бассейне р. Межи, на южной периферии Валдайской возвышенности, разрез SP-3 – в бассейне р. Клязьма, на Клинско-Дмитровской гряде, разрез ЕК-1 – в бассейне р. Протвы, в пределах Угорско-Протвинской низины. Строение покровной толщи, залегающей на флювиогляциальных песках московского возраста, изучалось в разрезе G-2, расположенном в бассейне р. Воря, северная периферия Мещерской низменности. Целью исследования являлось определение характера связи между гранулометрическим составом покровных суглинков и составом подстилающих отложений, а также сравнение состава покровных отложений в разных частях территории, залегающих на породах одного генезиса и состава.

По результатам анализа покровных отложений, залегающих на ледниковых отложениях московского возраста, установлено, что переход от покровной толщи к подстилающей морене выражается в плавном или резком увеличении содержания песчаной фракции (от 5–8 % до 20–40 %). Покровная толща отличается от подстилающей морены более высокой сортированностью, а распределение частиц по фракциям в слое покровных суглинков, как правило, характеризуется бимодальностью. При этом положение максимумов распределения в области алеврита и глины оказывается близким к таковому в подстилающей

морене. Установлено, что содержание глинистых частиц в покровной толще увеличивается с ростом оглиненности подстилающей морены. Для покровных суглинков, залегающих на флювиогляциальных песках московского возраста, характерна более высокая оглиненность (до 50–55 %) и меньшее содержание алеврита (до 50 %) в сравнении с покровной толщей, залегающей на морене. На кривых распределения отчетливо прослеживается унаследованность в положении максимумов в области крупного алеврита и крупной глины при переходе из подстилающих песков в покровную толщу.

Используя полученные результаты, можно сделать следующие основные выводы. Покровные суглинки, подстилаемые разными по составу отложениями, различаются размерностью фракций и степенью сортировки частиц. При этом гранулометрический состав покровных суглинков обнаруживает тесную связь с составом подстилающих отложений, выражающуюся в наследовании максимумов распределения частиц по фракциям. По-видимому, вероятным источником материала при накоплении покровных отложений являлись продукты переотложения тонкодисперсной составляющей подстилающих пород (к примеру, локальное перевевание морены). Выявленная изменчивость состава покровных отложений в разных частях территории, отражающая вариабельность состава подстилающих пород, позволяет полагать, что формирование покровной толщи было тесно связано с действием локальных процессов седиментации и гипергенеза (локальным эоловым переносом, криогенным выветриванием *in situ* и пр.).

Исследования проводятся при финансовой поддержке Ученого совета географического факультета МГУ (проект для поддержки исследований молодых ученых 2009/10 гг.) и РФФИ (проект 09-05-00340).

РЕКРЕАЦИОННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ РЕЛЬЕФА Г. САРАТОВА

В.В. Копнина

*Саратовский государственный университет им.Н.Г. Чернышевского,
Саратов, kopnina_v@mail.ru*

Сущность рекреационного ландшафта как особого вида природопользования состоит в способности территории сохранять природный облик, испытывая значительные антропогенные нагрузки. Рекреация требует от территории быть одновременно естественной, неизменной и комфортной для человека. Рекреационная территория должна быть своеобразной буферной зоной между природой и искусственной средой обитания.

Рельеф – один из самых существенных компонентов природного ландшафта, влияющий на рекреационные свойства территории. Он оказывает как положительное, так и отрицательное воздействие на рекреационную деятельность, а также играет роль непосредственного рекреационного ресурса.

Оценка рекреационного потенциала рельефа урбанизированных территорий основана на последовательном анализе характеристик всех его элементов. Эти характеристики можно сгруппировать в три основных блока: потенциал устойчивости рельефа, психолого-эстетический потенциал рельефа и функционально-хозяйственный потенциал рельефа [1].

Своеобразие рельефа г. Саратова во многом определили направления роста городской территории. На территории Саратова выделяют следующие крупные единицы районирования: Лысогорское плато, Приволжская котловина, Елшанско-Гусельская равнина и акватория Волгоградского водохранилища.

Рельеф Саратова имеет четко выраженную ступенчатость, оползневые склоны, значительный перепад высот (от 290 до 15 м) и сильную расчлененность склонов, обращенных к Волге. Территория города расположена на стыке двух денудационных равнин олигоценного

и раннеплейстоценового возраста, находящихся на разных гипсометрических уровнях. Высота уступа между ними составляет 60–100 м.

Абсолютные отметки выделяемых районов колеблются от 220 до 280 м в пределах Лысогорского плато, от 15 до 240 м в пределах Приволжской котловины, от 15 до 180 м на Елшанско-Гусельской равнине. Такое распределение объясняется наличием различных этажей и уровней рельефа. Лысогорское плато занимает наиболее возвышенный верхний этаж, Елшанско-Гусельская равнина приурочена к среднему этажу, а Приволжская котловина располагается в основном на нижнем этаже рельефа.

Вовлечение геоморфологических ресурсов в процесс рекреационной деятельности может быть различным по характеру, так как условия рекреационной деятельности во многом определяются особенностями рельефа. Характер рельефа влияет на многие виды рекреационной деятельности, определяет эстетические свойства пейзажей, условия солнечного освещения, возможности строительства. Каждому типу рельефа соответствует определенный тип рекреационной специализации [2].

Лысогорское плато выделяется в многофункциональный район. На его территории находится природный парк «Кумысная поляна». Здесь расположены санаторий, многочисленные лагеря и базы отдыха, садово-дачные кооперативы. Лесопарковая зона привлекает людей для активного отдыха. Лысогорский уступ является естественным барьером, ограничивающим городское строительство. Морфометрические характеристики его склонов позволили создать несколько центров горнолыжного отдыха местного масштаба.

Район Приволжской котловины имеет развлекательную специализацию, так как представляет собой территорию городской застройки, но при этом сюда удачно вписываются естественные природные ландшафты – Городской парк культуры и отдыха, парк Липки. Кроме того, в пределах этого района осуществляется познавательная деятельность; музеи, выставки, памятники – все находится на территории Приволжской котловины. Можно выделить также южный подрайон, который характеризуется любительской направленностью, так как на его территории располагаются многочисленные садово-дачные кооперативы. А если на территории Увекского массива все-таки создадут историко-культурный ансамбль с парком, то подрайон сможет выполнять еще и познавательную функцию.

Елшанско-Гусельский район выполняет две функции – познавательную и любительскую, причем познавательную направленность он получил за счет создания на Соколовой горе тематического парка и оборудованной смотровой площадки, где установлен памятник «Журавли». Любительская функция развита здесь за счет наличия лесной растительности и водоемов, в пределах которых располагаются садово-дачные кооперативы.

Акватория Волгоградского водохранилища выполняет исключительно оздоровительную функцию, так как на островах располагаются пляжи, базы отдыха и детский лагерь. Наличие водного объекта является активным фактором при планировании рекреационных объектов.

К основным геоморфологическим свойствам территории, способствующим рекреации, следует отнести привлекательность рельефа, т.е. большое разнообразие ландшафтов, которое способствует выразительности пейзажа, эстетические качества рельефа, наличие историко-культурных и природных памятников, зон отдыха, парков, садов, спортивных площадок [3]. Анализ природных ситуаций показал, что выразительность рельефа постепенно усиливается вместе с увеличением его мезоформ и крутизны склонов. Участки с уклонами более 10° занимают около 10 км². Исследования по эстетической привлекательности рельефа г. Саратова выделили три основных участка выразительного рельефа, кольцом окружающих центральную часть города. Природными доминантами в урбанизированном окружении Саратова являются Лысогорское плато, Соколовая гора и гора Увек.

Смотровые площадки во многих городах благодаря природно-эстетическим функциям превращаются в доходные места. Со склонов Лысогорского плато и Соколовой горы открывается прекрасная панорама окрестностей Саратова. Самые доступные смотровые площадки – в парке Победы на Соколовой горе. Они являются оборудованными и служат как естественное дополнение всего паркового комплекса. Набирает популярность смотровая площадка на Кумысной поляне при въезде в природный парк.

В городе есть примеры, когда естественные природные ландшафты удачно вписываются в план городской застройки и их природно-эстетические функции используются

по назначению. Создание Городского парка культуры и отдыха на месте запруженных Кладбищенского и Дегтярного оврагов является удачным примером превращения овражно-балочных систем в рекреационные зоны.

Изучение рекреационного потенциала рельефа помогает выявлять перспективные территории для организации различных видов отдыха городского населения.

- [1] Копнина В.В. Сущность рекреационного потенциала рельефа урбанизированных территорий // Кафедре геоморфологии и геоэкологии Саратовского университета 70 лет. Саратов: Изд-во СГУ, 2003. С. 22–34.
- [2] Анисимов В.И. Морфометрический анализ рельефа. Сочи, 1999. 370 с.
- [3] Город-экосистема / Э.А. Лихачева, Д.А. Тимофеев, М.П. Жидков и др. М.: Медиа-ПРЕСС, 1997. 336 с.

СРАВНИТЕЛЬНО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРИ ОЦЕНКЕ ПРИРОДНЫХ И ЭКОЛОГИЧЕСКИХ РИСКОВ, ОБУСЛОВЛЕННЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМИ ФАКТОРАМИ

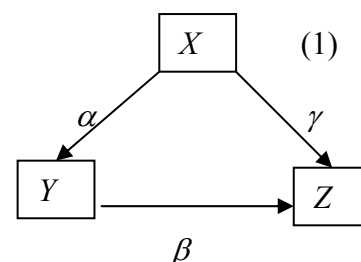
Н.Е. Красноштанова, А.К. Черкашин

*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск,
Kne1988@rambler.ru, cherk@mail.icc.ru*

При освоении новых территорий на этапах предпроектных исследований осуществляется информационно-географическое обеспечение проектирования – первый этап реализации технологии геоинформационной логистики, сопровождающей все стадии разработки проекта и его реализации. Сбор и инвентаризация необходимых данных, особенно на малоизученные территории, являются сложным и затратным процессом, поэтому часто приходится экстраполировать данные и знания, полученные по одним территориям и компонентам среды, на другие районы и факторы влияния. Геоморфологическая информация в этом смысле наиболее проста и удобна для использования.

Подчеркивая специфику географического подхода в изучении территории, Н.Н. Баранский [1] писал, что для географической науки важны факты, характеризующие размещение хозяйства, приведенные в определенную систему и сопровождаемые объяснением причин такого пространственного размещения и сочетания. Географическое положение (ресурс взаимодействия) индивидуализирует роль каждого элемента пространственной системы, которая отличается по преимуществам освоения в системах с разным набором характеристик [2]. В совершенствовании методов информационного обеспечения развития территорий важное место отводится разработке моделей, но эффект от их применения во многом зависит от точности отображения в их структуре существующих связей и корректности оценки коэффициентов, на которые необходимо вводить поправки, отражающие своеобразие районов.

Общая схема корректировки географических данных задается коммутативной диаграммой (1), в которой X – общая модель связей, наблюдаемая на разных территориях в отношении разных характеристик; Y – частная модель связей для конкретной территории и характеристики; Z – частная модель связей для других территорий или характеристик. Стрелки соответствуют отображениям (α , β , γ), переводящим одну модель представления в другую, например, α : $X \rightarrow Y$ или γ : $X \rightarrow Z$ означает использование общих законов для построения моделей конкретной территории, а β : $Y \rightarrow Z$ – перенос знаний с одной территории или характеристики на другие. Выполняется коммутативный закон $\gamma = \alpha \cdot \beta$, т.е. знания, полученные



разными путями, должны быть эквивалентными. Это позволяет, минуя общие принципы связи, переходить от одного района исследования к другому, конструктивно используя идеи сравнительной географии и доступную информацию.

Решается задача оценки природных и экологических рисков для территории Катангского района Иркутской области, вовлеченной в процесс разведки и эксплуатации нефтегазоносных месторождений. Своеобразие территории задается особенностью распределения $p(x)$ ее участков по высоте x – комплексному фактору, непосредственно влияющему на сложность освоения. Такие распределения являются частным случаем функций отклика $F(y)$ на влияние различных факторов y : $\alpha: F(y) \rightarrow p(x)$. Зависимости вида $p(x)$ хорошо исследованы в теории надежности [3], что позволяет использовать модели и методы этой теории для расчета функций риска и обеспеченности хозяйственной деятельности. Большое значение здесь имеет аналитический вид функции $p(x)$, который обычно неизвестен, поэтому предлагается в качестве эталонной характеристики выбрать конкретные распределения пространства территории по высотам для территории исследования, а затем экстраполировать эту эмпирическую зависимость на другие характеристики $\beta: p(x) \rightarrow p_i(x)$, или $p_i(x) = \beta[p(x)]$. Такие преобразования обычно связаны с изменением масштаба и размерности A_i показателей, изменением формы зависимости и ее сдвигом x_i по оси x : $p_i(x) = A_i p^{n_i}(x - x_i)$ (2). Такое преобразование обеспечивает преемственность (коммутативность) функций связи: $p_j(x) = A_{ij} p_i^{n_{ij}}(x - x_i - \Delta x_{ij}) = A_j p^{n_j}(x - x_j)$ (3) – перенос одних закономерностей на другие. Например, можно связать с кривой распределения высот $p(x)$ частоту появления $p_i(x)$ неблагоприятных ситуаций для i -го вида хозяйственной деятельности на территории и функцию предельного (дополнительного) ущерба $V_i(x) = dU_i / dx$ (4), где $U(x)$ – ущерб от события в ситуации x . Суммарный ущерб (оценка риска) на территории составит $R_i(x) = \int_0^x p_i(\xi) U_i(\xi) d\xi$ (5). В простом случае $AV_i(x) = p_i(x)$ величина

$$R_i(x) = \int_0^x A \frac{dU_i}{dx} U_i(\xi) d\xi = A \int_0^x U_i dU_i = \frac{A}{2} [U_i^2(x) - U_i^2(0)]$$

не зависит от частоты неблагоприятных ситуаций.

Риск появления неблагоприятных событий равен $P_i(x) = \int_0^x p_i(\xi) d\xi$, а

обеспеченность процессов $P_{0i}(x) = 1 - P_i(x)$. Интенсивность отказа систем продвигаться по градиенту высоты вычисляется по формуле $I_i(x) = p_i(x) / P_i(x)$.

На основе распределения участков территории по высоте проведены расчеты и сравнение показателей риска, обеспеченности, предельного и суммарного ущерба и др. для Катангского района. Выявленная связь распределения местоположений $p_1(x)$ и частоты пожаров $p_2(x)$ по высоте x : $p_2(x) = 3,78 p^{0,566}(x)$. Это позволяет утверждать, что риски возникновения пожаров на территории в основном отражают закономерности геоморфологической неоднородности территории. Это позволяет пользоваться алгоритмами пересчета функций $p_i(x_i)$, основываясь на максимальных (модальных) значениях распределений

$$p_{im}(x_{im}): p_2(x_2) = \left[\frac{p_1(x_1)}{p_{1m}(x_{1m})} \right]^b p_{2m}(x_{2m}), x_2 = k(x_1 + x_{2m}), k = \frac{x_{2m}}{x_{1m} + x_{2m}}.$$

Полученные теоретическим и эмпирическим путем функции используются для синтеза разнообразной информации при геоинформационном картографировании природных рисков, в частности риска возникновения пожаров в разных ландшафтных и погодных условиях.

[1] Баранский Н.Н. Краткий курс экономической географии. Вып. I. Общие понятия. Очерк мирового хозяйства. М. –Л., 1931. 240 с.

- [2] Космачев К.П. Пионерное освоение тайги (экономико-географические проблемы). Новосибирск: Наука, 1974. 144 с.
- [3] Половко А.М., Гуров С.В. Основы теории надежности. Спб.: БХВ-Петербург, 2006. 704 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ МОРФОГЕНЕЗА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПРИ РЕШЕНИИ РЯДА ПРАКТИЧЕСКИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

П.С. Лапин

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
Новосибирск, lapinPS@ipgg.nsc.ru*

В последние годы существенно возрос интерес к изучению геометрии форм рельефа любого ранга, поскольку в них хранится огромный объем информации о генезисе, который заставляет многих исследователей обращать особое внимание на развитие методов генетической морфологии и морфометрии. В первую очередь, исследования направлены на совместный анализ изменений форм рельефа и преобразующих их процессов. В геоморфологии взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов оценивается посредством изучения морфогенетических особенностей в развитии объекта исследования. Объект морфогенетических исследований может охватывать различный временной интервал, а для его исследования могут быть востребованы различные методы анализа.

В данной работе выявление современных геологических процессов потребовало сокращения нижнего временного интервала их проявления и задания способа оценки современного морфогеоза, не связанного с анализом отложений. Объектом исследования, вслед за З.М. Хворостовой, выбрана земная поверхность как граница раздела земной коры, гидросферы и атмосферы. Исследования основаны на совместном анализе общего показателя эрозионно-денудационного расчленения и элементов основной морфологической триады. Выделяются морфогенетические ряды и ведущий современный процесс как для отдельного района, так и для исследуемой области в целом. Исследуются изменения в соотношении объемов между общим показателем эрозионно-денудационного расчленения и основной морфологической триадой, которые происходят под действием ведущего процесса. Если нами при решении ряда содержательных геологических задач на основе выделения ведущих процессов получены довольно интересные результаты [1], то изучению суммарного баланса объемов перемещаемых масс не уделялось должного внимания. Баланс объемов масс в геоморфологическом пространстве является общим выражением разветвленной сети внешних и внутренних, прямых и обратных связей геоморфологической системы. Одними из немногих, кто акцентировал внимание на изучении данного вопроса, были О.В. Кашменская и З.М. Хворостова [2], которым через сложную систему зависимостей удалось показать связь баланса рыхлого материала с балансом коровых масс. Полученные зависимости позволяют нам применить результаты современного морфогеоза земной поверхности не только для решения геологических задач, но и геофизических. В первую очередь это решение задач по изучению верхней части разреза и возможность введения поправок при проведении высокоточных гравиметрических съемок.

В геоморфологии с конца 60-х годов прошлого столетия проблеме установления связей современного рельефа с глубинным строением и физическими полями Земли уделялось достаточно пристальное внимание. Состоялся VIII пленум Геоморфологической комиссии, на котором подробно рассматривалась данная проблема. Работы были направлены на выявление взаимоотношений между амплитудами новейших структур и геофизическими полями. Ю.А. Мещеряковым и В.В. Бронгулевым показано [3], что, в отличие от сравнительно консервативных форм геологической структуры в осадочном чехле, формы рельефа земной

поверхности более изменчивы, и почти так же изменчив рельеф поверхности М. Отсюда следует, что для интерпретации региональных геофизических материалов большое значение имеют данные по геоморфологии и неотектонике. Сорок лет назад объем полученных данных позволил осуществить региональные построения и выявить закономерные связи между геофизическими полями и геоморфологическими данными на региональном уровне. В настоящее время при наличии больших объемов данных выявленные закономерности можно проследить и на локальном уровне. Для этого потребуются задание соответствующей нижней возрастной границы объекта и методов его исследования.

В настоящей работе нами устанавливаются взаимосвязи между геофизическими полями и результатами геоморфологических исследований, полученными на основании изучения морфогенетических особенностей в развитии рельефа земной поверхности. Для вычисления поправки за промежуточный слой достаточно знать только распределение баланса масс по земной поверхности. В данном случае отпадает необходимость в вычислении направленности движений. Зная распределение изменения величины вреза гидросети относительно водораздела для районов с максимальными и минимальными значениями интенсивности процессов, мы можем получить распределение этих изменений по всей исследуемой площади и вычислить поправку за промежуточный слой. Ранее нами для территории Широкого Приобья была построена схема распределения баланса масс по земной поверхности между областями устойчивого и неустойчивого равновесия. Получена хорошая сходимость с распределением нефтегазовых месторождений и гравиметрическим полем. Введение поправки позволяет скорректировать гравиметрические данные и детализировать данные гравиметрической карты.

Таким образом, исследуя морфогенетические особенности развития земной поверхности с привлечением метода баланса объемов масс, автор смог оценить влияние промежуточного слоя, контролируемое современными (сегодняшними) процессами, и детализировать гравиметрические данные.

- [1] Лапин П.С. Современный морфогенез Западного Саяна и сейсмичность // Геоморфология. 2009. №1. С. 76–84.
- [2] Кашменская О.В., Хворостова З.М. Место системного подхода в геоморфологической теории // Геоморфология. 1986. № 2. С. 30–38.
- [3] Мещеряков Ю.А., Бронгулеев В.В. Морфоструктуры платформ и строение коры и мантии Земли // Геоморфология и геофизика. Л.: Наука, 1972. С. 44–48.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕ ВСКРЫТЫХ ДЕНУДАЦИЕЙ ШТОКОВ НА ПРИМЕРЕ ОРЛОВСКО-СПОКОЙНЕНСКОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО РУДНОГО ПОЛЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Д.В. Лопатин, Н.И. Шавель

*Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, lopatin12@yandex.ru*

Орловско-Спокойненское рудное поле располагается в Ага-Хилинском междуречье левых притоков р. Онон. Реки Ингода, Онон, Шилка и Аргунь образуют верхний водосбор р. Амур. Административно район исследований находится в Агинском Бурятском национальном округе Забайкальского края. В геолого-тектоническом плане рудное поле располагается во внешней зоне региональной центрозоной позднемезозойской тектономагматической структурной формы, разрушающей Агинскую жесткую позднепротерозойскую–раннепалеозойскую микроплиту.

В практике геологоразведочных работ для оценки перспективности рудоносных площадей используется структурно-геоморфологический анализ, основанный на пространственно-временной связи рельефа с геолого-структурными особенностями территории. В процессе развития геоморфологической структуры происходит формирование современного облика рельефа и вывод месторождений в денудационный срез. Поэтому для получения прогнозной оценки рудоносных площадей обычно ставят следующие две задачи: 1 – выявление структурно-геоморфологического плана исследуемого района и 2 – определение величины денудационного среза как критерия оценки перспективности оруденения исследуемой территории.

Но иногда встречаются ситуации, когда в пределах рудного поля, особенно в полузакрытых условиях, нужно выявить продуктивные тела, скрытые в толще вмещающих пород, физические параметры которых такие же или почти такие же, как и у этих толщ. В этом случае геолого-геофизические методы малоэффективны, а вторая задача, означенная выше, теряет свою актуальность. На первый план выступает третья задача – определение геолого-геоморфологических следов-индикаторов погребённых тел. Методика изучения инфраструктуры таких образований должна отличаться от традиционной и опираться на возможности детальной геоморфологической съёмки, картометрии, морфометрии и данных дистанционной съёмки разного пространственного разрешения.

Геоморфологическая карта масштаба 1:10000 создавалась методом профилирования рельефа на полигоне геодезической съёмки рудного поля, разбивки его на профили, проведённые через каждые 100 м с запада на восток, и пикетирования их через 10 м. С севера на юг через 1 км проводились ревизионно-увязочные магистральные профили. Целью таких работ было получение геоиндикационной картины проявления морфоструктурного плана и криптоморфных инфраструктур глубинных рудоносных тел. Полученные данные использовались при дешифрировании их яркостных отображений на аэрокосмических материалах высокого разрешения и образов, полученных при производстве картометрии.

В результате проведенных работ на рудном поле, полностью охваченном геоморфологической съёмкой площадью 362.5 км², были изучены общие закономерности рельефообразования островных горных массивов, расположенных между эмбриональными позднемезозойскими впадинами забайкальского типа и развивающихся в условиях семиаридного климата. По геоморфологическим индикаторам произведено выделение рудоперспективных объектов. На основе индикационного дешифрирования АФС м-бов 1:5000–1:45000 также были получены данные по аналогичным объектам. Картометрические построения по методике В.В. Соловьёва тоже дали сопоставимый результат.

Все итоговые данные привязывались к геодезическим данным планшета съёмки. По этой причине они оказывались пространственно совместимыми. У тех объектов, где параметры перспективных структур совпадали между собой, определялись координаты (X, Y, Z). Составлялся каталог.

Далее проводились детальные морфометрические построения по всем существующим методикам с целью выявления общих для рудного поля закономерностей локализации инфраструктур рудных штоков. Сюда вошли аналитические картосхемы поливершинной и полибазисной поверхностей, вертикального и горизонтального расчленения рельефа, интенсивности эрозионно-денудационного расчленения, аномальных уклонов. Они явились основой для карт синтетической структурно-геоморфологической оценки территории. Были составлены карты суммарной оценки линеаментного поля, карты плотности линеаментов и др. На основе факторного анализа всех карт были составлены картосхемы количественного прогнозирования с учетом эталонных данных Орловского и Спокойненского месторождений.

В результате исследований выявились следующие закономерности:

- 1) инфраструктуры криптоморфных штоков приурочены к блокам водораздельных пространств второго порядка;
- 2) они образуют своеобразные линеаменты;
- 3) наиболее перспективные точки для разведочных работ находятся на их пересечении;
- 4) морфоструктурными индикаторами погребённых рудоносных штоков являются инфраструктуры центрального типа, участки аномального повышенного эрозионно-денудационного расчленения, локальные базисные и вершинные поверхности мезо-

кайнозойских поднятий, зоны сгущения линеаментов, массивные куполовидные и конусовидные вершины, возвышающиеся над водоразделами;

5) криптоморфными признаками, имеющими опосредованную связь с размещением рудных объектов, являются участки с аномально положительными уклонами тальвегов долин, очаговые формы контуров изолиний повышенной плотности линеаментов, наиболее приподнятые морфоблоки осевой части сводового поднятия, совмещённые изометрично-кольцевые линеаментные структуры, полученные по трём независимым источникам информации, и особенно те, которые находятся на пересечении линий, проведенных через центры этих образований.

Работа по прогнозированию предусматривает проведение следующих операций: а) выявление кольцевых линеаментов и их плотностного размещения; б) выявление локальных поднятий; в) выявление участков аномального эрозионно-денудационного расчленения рельефа; г) выявление рудоиндикационных элементов рельефа; д) корреляционный анализ геоморфологических материалов с картой полезных ископаемых, данными геологии, геофизики, геохимии; выявление рудоконтролирующих и рудоиндикационных инфраструктур, отдельных сочетаний их элементов; е) построение карты рудоиндикационных геоморфологических структур и элементов рельефа; ж) построение схем геоморфологической интерпретации вторичных литогеохимических ореолов рассеяния; з) построение карты качественного факторного прогноза по геоморфологическим данным и) выдачу рекомендаций на проведение дальнейших поисково-разведочных работ, к) разбраковку площадей по степени перспективности, проектирование горных выработок (шурфов, канав, скважин).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 09-05-00397).

ОСАДОЧНАЯ ЛЕТОПИСЬ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ КУЗНЕЦКОГО И ДЖУНГАРСКОГО УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ

Г.М. Мамедов, И.С. Новиков

*Институт геологии и минералогии СО РАН,
Новосибирск, novikov@igm.nsc.ru*

Наиболее полная осадочная летопись орогенных событий континентального этапа развития Алтае-Саянской складчатой области содержится в разрезах Кузбасса (Россия) и Джунгарии (Китай). Палеогеографическая интерпретация стратиграфических данных является наиболее надежным, хотя и наименее точным методом, не утратившим своего значения до настоящего времени [1–3]. Анализ строения осадочного разреза Джунгарской и Кузнецкой впадин позволяет с учетом всех новых стратиграфических данных выявить последовательность эпизодов горообразования по их периферии. Наиболее древним, первым на континентальном этапе был пермский орогенез, распадающийся на два эпизода – 275 и 250 Ма. Вторым по счету был триасовый орогенез – 215–230 Ма. Вулканическими проявлениями в Джунгарии он не сопровождался, а в Кузбассе в это время формировались вулканиты и силлы базитового состава [4]. Третьим по счету был юрский орогенез 160–200 Ма. Судя по тому, что в пределах впадин в его ходе отлагались в основном песчаники, он носил умеренный характер и крупных горных сооружений по периметру впадины не возникало. Четвертой орогенной эпохой бала меловая 65–100 Ма. Горные сооружения этого возраста формировались главным образом на границах южной части Джунгарской впадины, поскольку во впадинах Алтае-Саянской области в это время грубообломочные отложения не формировались. Ранний и средний палеоген был временем тектонического покоя и регионального выравнивания. В олигоцене начинается неотектоническая активизация региона, являющаяся пятой по счету на континентальном этапе. Новейшая активизация Джунгарии включает в себя две основные фазы: олигоценовую (23–33 Ма) и неоген-четвертичную (с 1.2–7.6 Ма по настоящее время). В Кузнецкой впадине

грубообломочные осадки этого возраста отсутствуют, и вообще этот структурный этаж представлен переотложенной корой выветривания и покровными лессовидными суглинками – т.е. в кайнозое Кузнецкая впадина уже не является предгорным бассейном седиментации.

Появившиеся в последнее время данные трекового анализа позволяют реконструировать термическую историю пород горного обрамления Джунгарской впадины и указывают на раннеюрскую (200–180 Ma), среднемеловую (115–95 Ma) и постолигоценовую (начиная с 24 Ma) эпохи орогенеза [5–7]. Аналогичным методом к северу от рассматриваемой территории устанавливаются мезозойская и позднемиоценовая–плиоценовая эпохи активизации [8]. Эти данные в целом не противоречат результатам палеогеографической интерпретации разреза Джунгарской впадины. Магнитостратиграфические исследования, получившие развитие в регионе в последнее десятилетие, позволяют детализировать постмеловую историю деформаций южной окраины Китайского Тянь-Шаня. Здесь выделяются эпизоды интенсивного поднятия Тянь-Шаня (26–22.5 Ma, 13–11 Ma, 7 Ma), разделенные периодами относительной тектонической пассивности [9]. По другим данным выделяются следующие эпизоды поднятия Китайского Тянь-Шаня: 16–15 Ma, 11–10 Ma и моложе 7.6 Ma, кроме того, отмечены молодые (<5 Ma) повороты блоков до 15–20° против часовой стрелки, что объясняется сдвиговыми перемещениями по разломным ограничениям блоков Тянь-Шаня [10]. Предварительные данные датирования кайнозойских орогенных событий Кузбасса по пирометаморфическим породам [11] дают возраст 0.7–1.2 Ma, что несколько меньше, чем датировки соответствующего этапа в Джунгарии.

В орогенной истории региона есть одно темное место. Это меловой орогенез Китайского Тянь-Шаня. По всем параметрам он сходен с новейшим орогенезом Центральной Азии, однако, в отличие от последнего, никак не может быть связан с Индо-Евразийской коллизией и соответственно не имеет разумных геодинамических объяснений с точки зрения доминирующих сегодня взглядов на тектоническую эволюцию региона.

Работа выполнена при поддержке Междисциплинарного интеграционного проекта РАН № 114 «Эволюция складчатых областей Центральной Азии и сейсмический процесс» и РФФИ (проект № 09-05-00610а).

- [1] Li Z., Guo H., Wang D.X., Lin W. Mesozoic-Cenozoic tectonic transition in Kuqa Depression-Tianshan, Northwest China: Evidence from sandstone detrital and geochemical records // *Sci. China Ser D*. 2005. Vol. 48, Iss. 9. P. 1387–1402.
- [2] Li Z., Song W.J., Peng S.T., Wang D.X., Zhang Z.P. Mesozoic-Cenozoic tectonic relationships between the Kuqa subbasin and Tian Shan, Northwest China: constraints from depositional records // *Sediment. Geol.* 2004. Vol. 172, Iss. 3–4. P. 223–249.
- [3] Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. 313 с.
- [4] Кутюлин В.А. Трапповая формация Кузбасса. Новосибирск: Наука Сиб. отд., 1963. 118 с.
- [5] Yuan W.M., Carter A., Dong J.Q., Bao Z.K., An Y.C., Guo Z.J. Mesozoic-tertiary exhumation history of the Altai Mountains, Northern Xinjiang, China: New constraints from apatite fission track data // *Tectonophysics*. 2006. Vol. 412, Iss. 3–4. P. 183–193.
- [6] Chen Z.L., Li L., Liu J., Gong H.L., Jiang R.B., Li S.X., Zheng E.J., Han X.Z., Li X.G., Wang C., Wang G.R., Wang G., Lu K.G. Preliminary study on the uplifting-exhumation process of the western Tianshan range, Northwestern China // *Acta Petr. Sin.* 2008. Vol. 24, Iss. 4. P. 625–636.
- [7] Li L., Chen Z.L., Qi W.X., Wang S.X., Chen X.H., Wu Y.P., Gong H.L., Wei X.C., Yang Y., Li X.Z. Apatite fission track evidence for uplifting-exhumation processes of mountains surrounding the Junggar basin // *Acta Petr. Sin.* 2008. Vol. 24, Iss. 5. P. 1011–1020.
- [8] De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Distant effects of India-Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology // *J. Asian Earth Sci.* 2007. Vol. 29, Iss. 2–3. P. 188–204.
- [9] Ji J.L., Luo P., White P., Jiang H.C., Gao L., Ding Z.L. Episodic uplift of the Tianshan Mountains since the late Oligocene constrained by magnetostratigraphy of the Jingou River section, in the southern margin of the Junggar basin, China // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2008. Vol. 113, Iss. B5. P. 5102–5102.
- [10] Charreau J., Chen Y., Gilder S., Barrier L., Dominguez S., Augier R., Sen S., Avouac J.P., Gallaud A., Graveleau F., Wang Q.C. Neogene uplift of the Tian Shan mountains observed in the magnetic record of the Jingou River section (Northwest China) // *Tectonics*. 2009. Vol. 28. TC2008, doi: 10.1029/2007TC002137.

- [11] Новиков И.С., Сокол Э.В., Травин А.В., Новикова С.А. Пирометаморфические индикаторы кайнозойских орогенных движений: минералогические и геохронологические аспекты на примере зоны перехода от Салаира к Кузбассу // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 6. С. 503–526.

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА В ИССЛЕДОВАНИИ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ МОРСКИХ ВПАДИН

Ю.И. Мельниченко, В.Т. Съедин

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, yutel@poi.dvo.ru*

Океанизация Земли, которая в кайнозое завершилась становлением Мирового океана в современных границах, сопровождалась тектономорфными деформациями земной коры. Они представлены отраженными в формах поверхности геологическими структурами с их внешними очертаниями, горнопородным составом, возрастом и строением. Грандиозный размах деформации получили на границе Азии и Тихого океана в зоне сочленения континентальных и кайнозойских океанических структур. Их геодинамическое взаимодействие проявилось в формировании впадин окраинных морей на переходной батиметрической ступени с ее сложным рельефом. Методологической основой исследований стали представления Н.А. Флоренсова о формации рельефа как динамично развивающейся геологической структуры. Согласно принятым в геологической науке взглядам Н.С. Шатского, формация структурного рельефа, образованного в результате действия эндогенных процессов, рассматривается нами как эмпирически выделенная парагенетическая ассоциация морфоструктур. Это геоморфологически материализованные последствия реальных геологических событий со всеми характерными особенностями, которые в разное время происходили на поверхности участка земной коры. Путь реконструкции геодинамических событий, обстановок и направленности развития тектономорфных деформаций земной коры открывает анализ парагенезов рельефа. Поэтому главной задачей неотектонических исследований является выделение на основе комплексного изучения структурно-вещественных и морфологических свойств формационных тел рельефа и их описание: установление точных форм, размеров, горнопородного состава, структуры, генезиса, возраста и парагенетических связей структурных ячеек формации – элементарных морфоструктур [1, 2]. Их конечной целью служит выявление порядка и последовательности образования пространственных и генетических связей между элементами деформационного поля поверхности.

Подводя итог неотектоническим исследованиям тихоокеанской окраины Азии, прежде всего, необходимо отметить эффективность метода, применённого при слабой геологической изученности акватории океана. Она обеспечена использованием самых информативных морфометрических характеристик рельефа поверхности коры, полученных космической альтиметрией и эхолотными батиметрическими промерами по плотной съёмочной сети [3]. На основе интерпретации с геолого-геофизическими характеристиками выявлено универсальное свойство рельефа Восточно-Азиатской зоны перехода континент–океан – парагенезы тектономорфных деформаций коры [4, 5]. В океанической области они имеют фундаментальное значение, определяя разнообразие тектонического рельефа. В результате статистического анализа морфометрических характеристик дна и акустического фундамента морей Западно-Тихоокеанской зоны перехода выявлены эволюционные ряды дна морей охотоморского и япономорского типов, развивающихся на исходно «континентальной» коре [6]. Они свидетельствуют о принципиальном различии неотектонической эволюции в разных частях переходной ступени. Другим путем следует эволюция впадины Филиппинского моря, фундамент которого сложен корой «океанического» типа [7]. Однако при всём различии состава, строения и возраста пород исходного фундамента их морфоструктура определяется

взаимосвязью изометрических возвышенностей, котловин, линейных зон разломов и поднятий. Установлено, что их развитие происходило в условиях тафrogenного режима и контролировалось исключительно разрывами коры, сопровождавшимися интенсивным вулканизмом. Они гетерогенны по природе и представляют собой характерные для окраинных морей и океанических котловин формации рельефа. Парагенетический анализ рельефа показал, что в эволюции переходной ступени выделяются этапы заложения морфотектонического плана (поздний мел? – палеоген), развития морских впадин (олигоцен – миоцен) и неотектонической активизации (плиоцен четвертичный). Существенную роль в неотектонической эволюции ступени имел вулканизм, который способствовал формированию морских впадин [8].

- [1] Мельниченко Ю.И. Парагенез форм как структурный признак геоморфологической формации // Земная поверхность, ярусный рельеф и скорость рельефообразования: Материалы Иркутского геоморфологического семинара, Чтений памяти Н.А. Флоренсова, сентябрь 2007 г. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 207–209.
- [2] Мельниченко Ю.И., Лепешко В.В. Формационный анализ в геоморфологических исследованиях океана // Новые и традиционные идеи в геоморфологии. V Шукинские чтения. М.: Географический факультет МГУ, 2005. С. 487–491.
- [3] Казанский Б.А. Батиметрия морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны по цифровым данным ЕТОРО 2' // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 3. С. 54–63.
- [4] Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Парагенетическая интерпретация данных ЕТОПО 1' для Азиатско-Тихоокеанского сочленения // Физика геосфер: Материалы докладов VI Всероссийского симпозиума. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2009. С. 317–321.
- [5] Лепешко В.В. Морфометрические тенденции строения рельефа Азиатско-Тихоокеанского сочленения // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2010. С. 419–423.
- [6] Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И., Сигова К.И. Эволюционные ряды рельефа дна морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Геофизика и тектоника переходной зоны Западно-Тихоокеанского типа. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 36–44.
- [7] Мельниченко Ю.И., Съедин В.Т. Геодинамическая эволюция Филиппинского моря // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2010. С. 44–47.
- [8] Мельниченко Ю.И. Рельеф дна и морфотектоника Японского моря // Дальневосточные моря России. Кн. 3. Геофизические и геологические исследования / Отв. ред. Р.Г. Кулинич. М.: Наука, 2007. С. 17–25.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННОЙ ДЕНУДАЦИИ РЕЛЬЕФА ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РАЗЛИЧНЫХ МЕТОДОВ

Р.К. Непоп, А.Р. Агатова

*Институт геологии и минералогии СО РАН,
Новосибирск, agatr@mail.ru*

Сейсмогравитационная денудация представляет собой процесс снижения земной поверхности в результате смещения склонового субстрата, инициированного землетрясениями. Основной методической проблемой при численных расчетах является определение способа количественной оценки объема смещаемого в ходе сейсмических активизаций субстрата. Выделение сейсмогравитационной составляющей в осадках не только предгорных прогибов, окружающих горные сооружения, но даже межгорных впадин – локальных базисов эрозии – практически невозможно. Субстрат, смещенный в результате наиболее молодых голоценовых землетрясений, вообще не достигает их, оставаясь в пределах долин хребтов. Поэтому для

численной оценки перемещаемого склонового субстрата наиболее приемлемыми являются количественные натурные измерения и статистические методы. Для повышения достоверности количественных оценок, получаемых в результате натурных измерений последствий землетрясений, необходимы долговременные предварительные наблюдения за состоянием сейсмоактивных территорий. В то же время статистический метод позволяет выявлять корреляционные зависимости различных физических величин, не углубляясь в функциональные связи между ними.

С использованием статистического метода нами в ряде работ [1, 2 и др.] была продемонстрирована возможность оценки объема смещаемых склоновых отложений, вклада в этот показатель афтершокового процесса и, в конечном счете, расчета скорости сейсмогравитационной денудации рельефа.

Общий объем склонового субстрата, смещаемого в результате единичного толчка (V_{LT}), является физической величиной, которая характеризует разрушительную силу землетрясения, приводящую к изменению рельефа, которое, в свою очередь, можно выразить через скорость сейсмогравитационной денудации \dot{h} [1]:

$$\dot{h} = \alpha \cdot \frac{\sum V_{LT}}{S \cdot T}$$

Здесь $\sum V_{LT}$ – объем смещаемого склонового субстрата, просуммированный по всем сильным землетрясениям на территории площадью S за промежуток времени T , α – региональный коэффициент, учитывающий вклад афтершоков сильных землетрясений. В основе наших первых численных оценок лежала корреляционная зависимость общего объема оползней от магнитуды землетрясения и функция статистического распределения сейсмооползней, полученная на основе анализа полного набора сейсмогравитационных дислокаций [3]. Рассчитанная таким образом скорость сейсмогравитационной денудации рельефа бассейна р. Чаган-Узун, расположенного в наиболее сейсмоактивной юго-восточной части Горного Алтая, составила за голоцен $3 \cdot 10^{-5}$ м/год [4].

Развивая разрабатываемый нами новый подход к оценке палеосейсмичности и сейсмогенных изменений рельефа горных стран, мы модифицировали корреляционную зависимость общего объема оползней от магнитуды землетрясения, доведя статистическую выборку до 17 сейсмособытий [5]. На основе данных о 15 сильных современных землетрясениях нами также была рассчитана корреляционная зависимость между магнитудой землетрясения и объемом максимального оползня V_{Lmax} . Используя полученные соотношения, мы рассчитали и зависимость V_{LT} от V_{Lmax} , которую удобно использовать для сейсмоактивных территорий, в рельефе которых сохранились крупные (площадью до 1 км²) сейсмогравитационные палеодислокации [5]. Она позволяет вычислять объем всего склонового субстрата, смещенного в результате единичного толчка, по параметрам максимальных сейсмогравитационных деформаций, которые и сохраняются в рельефе в течение тысячелетий. Для проведения подобных расчетов, прежде всего, необходимо выявить максимальные для каждой конкретной территории палеодислокации сейсмического происхождения и оконтурить аккумулятивные тела для последующего определения их площади. Границы оползневых тел проводятся по детальной топографической карте после предварительного дешифрирования аэрофотоснимков либо с помощью GPS-приемника в полевых условиях. Скорость сейсмогравитационной денудации рельефа бассейна р. Чаган-Узун за голоцен, рассчитанная на основе описанного подхода, составила $2.3 \cdot 10^{-5}$ м/год. Таким образом, использование различных соотношений, полученных с применением статистических методов, позволило получить очень близкие численные оценки скорости сейсмогравитационной денудации.

Нами была также проведена количественная оценка общего объема всех обвальноподолзневых тел, возникших в результате голоценовых землетрясений и сохранившихся до настоящего времени на территории бассейна, методом профилирования по детальной топографической карте. Для их выявления было проведено дешифрирование аэрофотоснимков и полевые исследования. Площадь закартированных обвальноподолзневых тел измерялась в программе Arc View. Рассчитанный таким образом общий объем смещенного в ходе землетрясений склонового субстрата в долинах рек Чаган, Кускунур и в урочище Шалтра составил $2.793 \cdot 10^{-2}$ км³, а полученная с использованием этого значения скорость

сейсмогравитационной денудации рельефа бассейна р. Чаган-Узун за голоцен – $2.0 \cdot 10^{-5}$ м/год. Это на 15 % меньше оценки, полученной статистическим методом с использованием последних корреляционных зависимостей. Таким образом, в отличие от натуральных количественных измерений статистические методы позволяют учитывать объем сейсмоиндуцированных обвально-оползневых тел, впоследствии уничтоженных процессами эрозии. В целом скорость сейсмогравитационной денудации, рассчитанная тремя независимыми методами, имеет близкие значения, что позволяет считать полученные величины близкими к реальным значениям, характеризующим процесс сейсмогравитационной денудации в условиях аридного климата и активного горообразования на территории Юго-Восточного Алтая в голоцене.

- [1] Агатова А.Р., Непоп Р.К. Новый подход к оценке палеосейсмичности и сейсмогенных изменений рельефа горных районов с использованием параметров сейсмогравитационных дислокаций (на примере Юго-Восточного Алтая) // Геоморфология. 2008. № 4. С. 55–64.
- [2] Непоп Р.К., Агатова А.Р. Влияние афтершокового процесса на скорость сейсмогравитационной денудации (на примере Чуйского землетрясения 2003 г.) // ДАН. 2008. Т. 423, № 3. С. 367–369.
- [3] Malamud B.D., Turcotte D.L., Guzzetti F., Reichenbach. P. Landslides, earthquakes and erosion // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 229. P. 45–59.
- [4] Непоп Р.К. Численная оценка скоростей экзогенных рельефообразующих процессов на территории бассейна р. Чаган-Узун в голоцене: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. 16 с.
- [5] Непоп Р.К., Агатова А.Р. Новые соотношения, связывающие объем максимальных сейсмогравитационных деформаций с магнитудой землетрясения и общим объемом смещаемого склонового субстрата // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып.7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. С. 31–32.

РЕЛЬЕФ ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА МОСКВЫ В ЗАДАЧАХ УПРАВЛЕНИЯ ПРИРОДООХРАННЫМ ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЕМ

С.Ю. Самсонова

*ГПБУ «Управление по ЮЗАО и ЦАО г. Москвы»
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва*

Москва – один из крупнейших городов мира с численностью населения около 10 млн человек и площадью около 1000 км². Территория города отличается крайне высокой степенью хозяйственного использования и высоким уровнем техногенного преобразования. Лишь незначительные площади в городе остаются занятыми природными ландшафтами. Здесь развивается природоохранное землепользование. В условиях интенсивного воздействия города на природную среду природоохранное землепользование играет особую роль в функционировании мегаполиса, выполняя важные средозащитные, рекреационные и эколого-просветительские функции. В Москве природоохранное землепользование представлено сетью особо охраняемых природных территорий (ООПТ) (их насчитывается около 20). В настоящее время ООПТ занимают около 17 % площади города.

Развитие и совершенствование управления природоохранным землепользованием в Москве на сегодняшний день является одной из приоритетных задач правительства Москвы. Стремясь улучшить экологическую обстановку в столице и обеспечить экологическую безопасность города, власти выделяют значительные средства на сохранение существующих и организацию новых особо охраняемых природных территорий. В Москве много охраняемых территорий. Однако они находятся в разных условиях: расположены в разных округах и в разных ландшафтно-геоморфологических условиях, отличаются по площади, форме границ, по положению в рельефе

Москвы и в системе природопользования окружающих районов, отличаются историей освоения. Однако все эти территории, во многом отличные друг от друга, выполняют определенные функции: охрана природы и историко-культурного наследия, развитие рекреации, экологическое просвещение граждан, создание благоприятной экологической обстановки в городе. Все территории должны выполнять эти функции.

Однако ООПТ Москвы во многом отличаются друг от друга; каждый охраняемый объект уникален и требует индивидуального подхода в исследовании и в управлении. Способность территории выполнять предписанные ей функции определяется ее природными характеристиками и положением в системе природопользования города. Поэтому при организации ООПТ, их функционировании и создании новых объектов важно учитывать все природные и социально-экономические особенности территории, историю ее освоения и историческую значимость для города. Для управления территорией нужно обладать определенной информационной базой, на основе которой будут приниматься те или иные управленческие решения. Эта база должна содержать природный блок и в нем – геоморфологическую информацию. Важно определить спектр управленческих задач и для каждой из задач – состав и роль геоморфологической информации.

В управлении природоохранным землепользованием можно выделить стратегические и оперативные задачи управления. К стратегическим задачам относится задача определения местоположения новых ООПТ, проведение их границ. К оперативным задачам управления относятся: функциональное зонирование территории; ведение кадастра ООПТ; организация комплексного экологического мониторинга и создание ГИС. Это разные задачи, но либо каждая из них напрямую требует использования геоморфологической информации о территории, либо использование данных об особенностях геоморфологического строения и сложившейся эколого-геоморфологической обстановки позволяет находить правильные и эффективные решения, учитывающие специфику и индивидуальность каждой ООПТ. Геоморфологическая информация включает в себя данные о морфологии и морфометрии рельефа, историко-генетическую характеристику рельефа, проблемы рельефа и рыхлых отложений (морфолитогенная основа ландшафта), эколого-геоморфологическое положение. Для каждой из территорий (в зависимости от ее особенностей) и для каждой из поставленных задач используется разный спектр геоморфологической информации. Например, в основном используются данные о морфологии и морфометрии рельефа, для более глубокого исследования составляется подробное эколого-геоморфологическое описание территории, совсем редко требуется историко-генетическая характеристика рельефа ООПТ. В зависимости от объекта исследования определяется ранг и масштаб, степень детальности используемой геоморфологической информации.

Одним из важнейших инструментов управления ООПТ является выделение функциональных зон. Правильно проведенное зонирование территории, в основе которого лежат научно обоснованные решения, обеспечит успешное функционирование ООПТ, когда каждая из выделенных зон будет наделена только теми функциями, которые она в силу своих природных и социально-экономических особенностей может выполнять. Поэтому на этапе зонирования территории важно изучить эколого-геоморфологические особенности самой территории – основные направления переноса веществ по территории в виде воздушных, жидких и твердых потоков, их интенсивность. Для составления эколого-геоморфологической характеристики территории используются данные о ее морфологии (морфологическая схема) и морфометрии (крутизна и экспозиция склонов, горизонтальная и вертикальная кривизна), особенностях подстилающей поверхности. На основе этих данных строится схема техногенного рельефа территории. По морфометрическим данным строится эколого-геоморфологическая схема, на которой обозначаются основные направления перемещения вещества, векторы переноса и места возможного скопления и концентрации вещества.

В отличие от решения других задач управления ООПТ, при проведении функционального зонирования территории большое значение имеет составление и анализ карты типов подстилающей поверхности. На основе данных о том, какие площади занимают асфальтированные территории, застройка, грунтовые и щебеночные дорожки, естественные зеленые насаждения (леса), искусственные зеленые насаждения (газоны, посадки) и пр., определяется функционально-планировочная организация территории (один из важных градостроительных параметров при проектировании), статус и категория ООПТ.

Следующим важным пунктом учета геоморфологической информации при проведении функционального зонирования является сбор данных о существующих современных экзогенных

процессах, их активности и возможной катастрофической активизации вследствие природных особенностей или развития хозяйственной деятельности. Соответственно, при функциональном зонировании территории следует учитывать характер современных процессов и в соответствии с этим определять границы функциональной зоны и возможную рекреационную и хозяйственную нагрузку.

Таким образом, при проведении функционального зонирования используется широкий спектр геоморфологической информации: особенности геоморфологического и эколого-геоморфологического строения территории, характер подстилающей поверхности и развитие современных рельефообразующих процессов. Однако необходимость использования всех данных о рельефе или части из них определяется особенностями самой территории – ее размером, положением в рельефе. Результаты проведенного функционального зонирования должны быть представлены в виде схемы функционального зонирования территории, где выделены все зоны и указаны их основные функции и задачи, возможные виды хозяйственной деятельности.

В целом, важно отметить, что в нормативно-правовой основе необходимость использования геоморфологической информации в управлении природоохранным землепользованием напрямую не отражена, нет требований проведения геоморфологических исследований. Однако в отдельных ООПТ соответствующие исследования проводятся и отмечается эффективность и важность эколого-геоморфологического анализа территории.

ЗЕМНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ И ЕЕ РЕЛЬЕФ: МОРФОГЕНЕЗ НА КОНТАКТАХ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОСФЕР И УРОВНИ МОРФОГЕНЕЗА

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГОРНОПРОМЫШЛЕННЫХ РЕГИОНОВ КАЗАХСТАНА: ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ

К.М. Акпамбетова

*Карагандинский государственный университет им. Е.А. Букетова,
Караганда, akamshat@yandex.ru*

Геоморфологические исследования горнопромышленных регионов Казахстана показывают, что данные территории являются зонами развития разрушительных процессов как эндогенного, так и экзогенного происхождения. Эти явления хорошо прослеживаются на месторождениях полезных ископаемых, добыча которых идет подземным способом. Степень нарушенности поверхности подземными выработками зависит от размеров рудного тела, его расположения в толще пород, системы разработки и ее параметров, соблюдения технологии ведения работ. К деградации земной поверхности ведет также необходимость складирования выдаваемых из шахт пустых пород в отвалы и хвостохранилища. Отвалы приводят к изменению ландшафта, занимают большие площади земель и, в результате развития водной и ветровой эрозии, наносят значительный ущерб окружающей природной среде. Существенные изменения рельефа при подземной добыче угля и переработке его на обогатительных фабриках (ОФ) связаны с провалами земной поверхности, со строительством транспортных магистралей для отправки товарного угля и для перевозки пустой породы от отвалов шахты и ОФ, со строительством и эксплуатацией шламовых отстойников и хранилищ [1]. Одним из крупнейших горнорудных регионов Казахстана является Центральный Казахстан. В первую очередь, известность региону принес Карагандинский угольный бассейн. По степени обнаженности Карагандинский бассейн относится к бассейнам полуоткрытого типа. При разработке угольных месторождений в горные выработки выделяется от нескольких кубометров до 170 м³ метана на тонну добытого угля. Дополнительное количество газа поступает из вмещающих пород и пластов угля, расположенных ниже и выше разрабатываемых пластов. Выемка угля приводит к раскрытию естественных и образованию новых трещин. Достигая дневной поверхности, трещины становятся своего рода каналами для воды и газов, выделяющихся из пород в шахте. Опасность проникновения метана в здания повышается зимой, так как почва вокруг промерзает, газ не может выходить в атмосферу и устремляется в здания по трещинам в непромерзшем грунте под зданиями. Взрыв метана в шахтах приносит не только экономический ущерб, – нередко он сопровождается человеческими жертвами. В соответствии с технологией разработок на поверхности создаются уступы и террасы. Кроме скульптурных форм рельефа развиваются аккумулятивные образования, которые распространены на террасах нижних уровней карьеров или занимают площади за их пределами. Такие формы рельефа обычно сложены из материала, возникшего в результате вскрышных работ, дробления. На площадках уступов можно видеть небольших размеров аккумулятивные формы рельефа – конусы выноса у тыловых швов, накопившиеся за счет осыпания, обваливания и оползания. Возникшие в результате разработки карьеров техногенные формы и микроформы рельефа начинают подвергаться влиянию склоновых экзогенных процессов, что активизирует и водно-эрозионную деятельность. Непрерывное воздействие водно-эрозионных процессов на рельеф

постепенно приводит к сглаживанию и уничтожению неровностей. Измененный характер рельефа, увеличение положительных и отрицательных форм создают новые условия для формирования микроклимата. При сбросе шахтных вод на рельеф происходит затопление, уничтожение плодородного слоя почвы и многие тысячи гектар земли выбывают из сельскохозяйственного оборота. Техногенез активизирует процессы линейной эрозии, дефляции, суффозии, образования оврагов и промоин. Эти и другие антропогенные изменения рельефа определяют развитие новых, не типичных для региона почвообразующих процессов, химические и физические параметры которых находятся в зависимости от литологического состава пород, вовлеченных в техногенез [2].

Исторически сложилось так, что вместе с ростом промышленной площадки росли и городские поселения. Одним из таких городов является Караганда. Изменения рельефа города происходят в процессе вскрышных работ и добычи полезных ископаемых. При сбросе шахтных вод на рельеф отмечается затопление, уничтожение плодородного слоя почвы, а сельскохозяйственные угодья превращаются в болота. Изменению рельефа способствует и разработка месторождения флюсового известняка. При подземных способах добычи возникают трещины, депрессионные воронки, происходит просадка поверхности. В результате прогибания поверхности наблюдается оседание фундамента зданий, смещение блоков стен, обрушение потолочных перекрытий. Средние скорости оседания составляют 60–100 мм в сутки. Максимальные величины прогиба составляют 70–80 % от мощности выработанного пласта [3].

Разработки месторождений полезных ископаемых, в первую очередь каменного угля, искусственное выравнивание рельефа с целью строительства дорог, наличие карьеров и шурфов без их последующей рекультивации, подтопление рельефа отработанными шахтными водами, наличие закрытых шахт без их последующей рекультивации, наличие отвалов пустой породы привели к возникновению таких процессов, как заболачивание, подтопление и просадка большей части территории развития промышленных районов. Несмотря на создавшуюся экологическую напряженность, перспективы дальнейшего развития горнорудных регионов Казахстана имеются. Об этом свидетельствуют принятые программы – "Стратегический план развития республики до 2020 г.", "Индустриально-инновационное развитие страны до 2014 г." Заключен меморандум о сотрудничестве по софинансированию и реализации научно-технологических проектов между Карагандинской областью и научно-технологическим холдингом «Парасат», в частности о содействии в разработке новых и совершенствовании действующих технологий на горнорудных предприятиях региона. В этих проектах геоморфологические исследования должны занять соответствующее место и способствовать возрождению связи науки и производства.

[1] Акпамбетова К.М. Влияние техногенной нагрузки на развитие рельефа // Современные проблемы экологии Центрального Казахстана. Караганда: ТОО «Ин-кварто», 1998. С. 66–72.

[2] Акпамбетова К.М. Природно-техногенные процессы горнорудных территорий Казахстана // Экстремальные природно-разрушительные явления и создаваемые ими экогеографические проблемы. Баку: «Zərdabi» LTD, 2008. С. 52–55.

[3] Инженерная геология СССР. Урал, Таймыр и Казахская складчатая страна / Под ред. В.П. Бочкарева. М.: Наука, 1990. С. 318–366.

РЕЛЬЕФ КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ ЛАНДШАФТОВ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Ж.В. Атутова

*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН,
Иркутск, atutova@mail.ru*

Основной задачей проводимых исследований является изучение геоморфологических особенностей территории Тункинских котловин и их роли в формировании природных комплексов.

Согласно схеме физико-географического районирования, представленной на карте ландшафтов юга Восточной Сибири [2], исследуемая территория принадлежит Южно-Сибирской горной области, характеризующейся орографической неоднородностью, что указывает на ландшафтообразующее влияние рельефа, а также совместно с климатическими факторами сказывается на формировании высотно-поясных различий, приводящих к разнообразию локальных особенностей природной среды. В результате на территории ветви Тункинских котловин выделены Окинская (Окинско-Саянская) горнотаежно-гольцовая и Хамар-Дабанская горнотаежно-котловинная провинции.

Первая провинция в пределах исследуемой территории представлена Тункинскими гольцами, относящимися к юго-восточной оконечности Восточного Саяна. Это ледниково-эрозионные горы, для которых характерен крутосклоновый альпийский рельеф с зубчатыми пилообразными гребнями, высокими заостренными пиками, достигающими высот 3284 м [3]. Горные хребты дренируются многочисленными реками, имеющими в верховьях широкие долины, которые затем углубляются, образуя глубокие скалистые ущелья. Крутосклоновый альпийский характер поверхности Тункинских гольцов отражается на дифференциации микроклиматических условий – колебании годового количества осадков и мощности снежного покрова при общей резкой континентальности климата.

Взаимовлияние климатических и орографических внутрипровинциальных особенностей приводит к различиям в распределении почвенно-растительного покрова, подчиненного высотной зональности развития геосистем. На нижних и средних частях склонов формируется горнотаежная, преимущественно темнохвойная, тайга на горных дерновых и дерново-подзолистых глубокопромерзающих почвах. В высокогорной зоне получают развитие горно-тундровые комплексы.

Хамар-Дабанская горнотаежно-котловинная провинция представлена западной оконечностью одноименного хребта, относящегося к горам Прибайкалья, а также системой Тункинских котловин. Западный Хамар-Дабан, достигающий высот 2994 м, характеризуется, в отличие от Тункинских гольцов, рельефом сравнительно мягких пологих очертаний. На современный облик рельефа оказали влияние древняя пенепленизация, базальтовые покровы, вечная мерзлота, сковывающая грунты и предохраняющая от быстрого разрушения и сноса, а также интенсивное выветривание, способствующее выравниванию поверхности. Северная часть провинции представлена системой Тункинской ветви котловин, сформированных как впадины байкальского типа и заполненных рыхлыми озерными отложениями. Котловины расположены широтно и отделяются друг от друга горными перемычками (с востока на запад – Торской, Еловской, Ниловской, Туранской и Харадабанской), которые соединяют между собой хребты Хамар-Дабан и Тункинские Гольцы. Эти перемычки образуют промежуточный гипсометрический уровень между днищами котловин и обрамляющими их горами и возвышаются над днищами на 150–600 м [1]. Высоты днищ самих котловин понижаются с запада на восток с 1430 м в Мондинской до 700 м в Быстринской котловине.

Сочетание горных и котловинных территорий сказывается на дифференциации климатических показателей. Для горных районов характерны сравнительно холодная зима и умеренно-теплое лето. Для западных отрогов Хамар-Дабана типично повышенное увлажнение и большая мощность снежного покрова. Межгорные котловины по сравнению с горными районами отличаются более высокими средними температурами (в июле они составляют 16–19 °С, тогда как средние показатели январских температур колеблются от –30 до –31 °С).

Равнинные территории отличаются также небольшой суммой осадков (350–520 мм в год), значительная часть которых (до 70 %) приходится на теплое время.

Орографическая неоднородность Хамар-Дабанской горнотаежно-котловинной провинции, а также особенности мезоклиматических условий определяют высотную дифференциацию почвенно-растительного покрова. В межгорных понижениях получили развитие степные и лесостепные комплексы, сформированные на лугово-лесных почвах. Горнотаежные комплексы представлены лиственничными, лиственнично-кедровыми и кедровыми лесами на горных подзолистых и дерново-подзолистых глубокопромерзающих почвах, выше которых в гольцовом поясе получают распространение горные тундры и заросли низкорослых кустарников.

Основой анализа природной специфики территории Тункинских котловин является реконструкция современной естественной ландшафтной структуры, индикатором фиксации которой служит ландшафтная схема. Картографирование естественной ландшафтной структуры проводилось в масштабе 1:200000, позволяющем с достаточной степенью детальности отразить геосистемы типологического уровня с учетом региональной неоднородности территории. В результате на исследуемой территории выделено 26 групп фаций, которые объединены в три геоба.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (08–05–98097р_сибирь_a).

- [1] Выркин В.Б. Современное экзогенное рельефообразование котловин байкальского типа. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 1998. 175 с.
- [2] Ландшафты юга Восточной Сибири (карта масштаба 1:1500000) / В.С. Михеев, В.А. Ряшин. М.: ГУГК, 1977.
- [3] Щетников А.А., Уфимцев Г.Ф. Структура рельефа и новейшая тектоника Тункинского рифта (Юго-Западное Прибайкалье). М.: Научный мир, 2004. 160 с.

БИОГЕННОЕ РЕЛЬЕФОБРАЗОВАНИЕ НА СУШЕ: ИСТОКИ И ЭВОЛЮЦИЯ НАПРАВЛЕНИЯ

С.И. Болысов

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

Одним из сравнительно слабоизученных геоморфологических процессов до последнего времени оставалось биогенное рельефообразование на суше. Это является определенным парадоксом, поскольку изучение этого процесса имеет весьма богатую историю. Первые описания участков распространения биогенного рельефа на континентах относятся, по крайней мере, к 4-му тысячелетию до нашей эры. Так, именно в этот исторический период египтяне осваивали болота в долине Нила [3]. Среди наиболее ранних документально зафиксированных описаний болот – характеристика, данная Страбоном предгорной равнине у подножья Альп близ города Равенна [4]. Первое описание зоогенных форм было дано, видимо, Мегасфеном в IV в. до н.э. – для нор и отвалов из них, созданных, предположительно, гепардами на территории Индии, где они ранее обитали [4]. Существенную роль в развитии представлений о воздействии организмов на рельеф земной поверхности и поверхностные толщи в дальнейшем сыграли накопление палеонтологических знаний (начиная с работ В. Смита, Ж. Кювье, А. Броньяра) и теоретические воззрения М.В. Ломоносова (в частности, объяснение им происхождения горючих полезных ископаемых), а также, конечно, исследования субаквальных биогенных форм – коралловых рифов (начиная с описаний Х.-де-Кастро и Пирара в XVI–XVII вв.). Весьма значимыми для становления в последующие годы

континентальной биогенной геоморфологии были наблюдения (хотя и локальные, «точечные») классиков геологической и географической науки XIX – начала XX века. Достаточно вспомнить заключение Ч. Дарвина по наблюдениям в собственном саду о колоссальной роли червей в переработке поверхностных толщ (не говоря уже о его теории формирования атоллов, разработанной во время кругосветной экспедиции на «Бигле»); блестящее исследование И.В. Мушкетова в калмыцкой степи, рассчитавшего масштабы зоогенной переработки рельефа в окрестностях Элисты; первую, еще студенческую статью В.И. Вернадского (под научным руководством В.В. Докучаева) о влиянии грызунов и насекомых на мощность, строение и состав почвенного покрова в степях; подсчеты Н.А. Димо переработки поверхностных грунтов в степях и полупустынях муравьями и термитами; позднее – оценку, данную И.П. Герасимовым масштабам искорного рельефа в Центральном Лесном заповеднике; наблюдения И.С. Щукиным воздействия летучих мышей на рельеф пещер Средней Азии и формирования коровьих троп; описания А.Н. Формозовым примеров зоогенного влияния диких копытных животных на рельеф в лесной зоне и др.

Безусловно, мощнейшим импульсом и в представлениях, и в исследованиях роли биоты в строении и формировании поверхности литосферы (и вообще географической оболочки) явилось учение В.И. Вернадского [2] о биосфере в начале XX в. Именно В.И. Вернадским было показано уникальное значение живого вещества в жизни нашей планеты (в дальнейшем это основополагающее учение получило развитие в работах А.А. Ярошевского, А.И. Перельмана, М.М. Камшилова, А.В. Лапо, С.П. Горшкова и др.).

Во второй половине XX в. стали складываться учения по отдельным направлениям биогенного рельефообразования на суше: болотному рельефообразованию (работы В.Н. Сукачева, С.Н. Тюремнова, Н.Я. Каца, М.И. Нейштадта, Н.И. Пьявченко и др.), биогенному выветриванию (Б.Б. Польшин, М.А. Глазовская, А.И. Перельман, А.Г. Черняховский, Н.Г. Добровольская и др.). Значительное развитие получили знания о косвенном воздействии биоты на склоновые (Л.С. Берг, Н.И. Маккавеев, С.С. Воскресенский, Г.К. Тушинский, Н.С. Подобедов, С.В. Лютцау и др.), флювиальные (Л.С. Берг, Н.И. Маккавеев, С.С. Соболев, А.А. Молчанов, Ю.Ф. Чемяков, Г.В. Полуниин, Р.С. Чалов и др.), эоловые процессы (Б.А. Федорович, Л.Б. Аристархова и др.); были даны подробные описания влияния на рельеф лесной зоны строительной деятельности бобров (В.В. Дежкин, М.М. Балодис, Ю.В. Дьяков, В.Г. Сафронов, М.Г. Сеницын и др.). В геологической науке большие успехи были достигнуты в изучении биогенного осадконакопления (И.М. Губкин, А.П. Карпинский, М.Ф. Мирчинк, А.А. Трофимук, В.А. Соколов и др.). Подробные описания реликтовых биогенных форм были даны А.И. Равикович, Б.В. Преображенским, И.М. Суховым, Б.С. Соколовым и др. Важной для развития направления была морфоклиматическая концепция А. Пенка – И.С. Щукина о зональности геоморфологических процессов.

Отдельные интересные наблюдения (но преимущественно локального характера) фиксировали значительный морфолитогенетический эффект деятельности биоты на разных территориях и у нас в стране, и за рубежом во второй половине XX в. (работы С.И. Огнева, Н.П. Наумова, Ю.П. Селиверстова, Л.Г. Динесмана, И.В. Бондырева, В.М. Боровского, А.А. Клюкина, П.П. Дмитриева, В.П. Чичагова, А.М. Климонтова, И. Шауера, В. Шеффера, Р. Аркли, Д. Хураулта, К. Торна, А. Имесона, Л. Томпсона, П. Еггингтона, З. Кукала и др.). Наглядные примеры зоогенного рельефообразования приведены в научно-популярных трудах классиков зоогеографии А. Брэма, И.И. Акимовича, А.Г. Воронова, Н.Н. Дроздова, М. Фрейде и др. Серьезнейшие исследования геоморфологической роли отдельных групп организмов проведены И.И. Васеневым и В.О. Таргульяном в лесной зоне умеренного пояса (искорный рельеф), Б.Д. Абатуровым – в степной (деятельность землероев). Пристальное внимание к биогенному рельефообразованию на суше стало уделяться во второй половине XX в. в Канаде, Великобритании, США, Франции, Польше, Люксембурге, Индии и некоторых других странах. Много примеров воздействия на рельеф растений и животных приведено в крупных монографиях, вышедших в 1980–1990-е гг. за рубежом – соответственно Х. Вайлеса и др. «Биогеоморфология» [6] и Д. Батлера «Зоогеоморфология» [5].

Таким образом, к началу XXI в. назрела необходимость в обобщении представлений о роли биоты в континентальном рельефообразовании. Стоит отметить вместе с тем, что в целом в геоморфологической и географической науке оставалось отношение к биогенному рельефообразованию на суше если не «пренебрежительным», то, во всяком случае,

«снисходительным» (чего не было в береговой геоморфологии, где органогенным берегам уделялось значительное внимание). Как правило, роль биоты в рельефообразовании оценивалась как несущественная (повторим, несмотря на многочисленные упомянутые примеры). На основе результатов исследований перечисленных здесь и других специалистов, а также собственных более чем 20-летних полевых наблюдений в разных регионах и природных зонах автором была разработана историко-климатическая концепция биогенного рельефообразования на суше [1]. Ее сущность можно кратко выразить следующей логической схемой: «эволюция биоты и биогенного рельефообразования – зональность биоты (ее биомассы, биоразнообразия и поведенческих особенностей) – масштабы и специфика воздействия биоты на рельеф в разных природных зонах». Данное исследование – попытка сделать шаг к подобному обобщению. Хочется надеяться, что эта работа несколько «повысит статус» биологического фактора и агента в континентальном рельефообразовании, поможет «уважать» ту многогранную деятельность, которую ведут организмы на земной поверхности и которая ранее казалась ничтожной.

Выделим те выводы работы, которые представляются нам наиболее значимыми. 1. Эволюция биоты обеспечила создание колоссальных объемов вещества осадочного слоя (не менее 15 % стратисферы). 2. Биогенное рельефообразование – ведущий геоморфологический процесс, по крайней мере, на 15 % площади суши. 3. Биота оказывает мощное косвенное воздействие на рельеф, меняя характер и интенсивность абиогенных процессов на 1–3 порядка, вплоть до их полного блокирования или же инициации. 4. В наборе биоформ и интенсивности биогенного рельефообразования отчетливо проявляется географическая зональность. Фитогенная переработка поверхности и поверхностных толщ тесно коррелируется с распределением биомассы, а зоогенная ведет себя «зеркально» к ее распределению (кроме пустынь). Биоразнообразие предопределяет спектр биоформ, но имеет меньшее значение для интенсивности воздействия биоты на рельеф. 5. Биогенный морфолитогенез играет чрезвычайно важную роль в современном рельефообразовании и балансе вещества на континентах на разных иерархических уровнях – от планетарного до локального. 6. Среди основных геолого-геохимических и экологических функций живого вещества есть и важнейшая геоморфологическая функция.

Кратко охарактеризованная здесь эволюция представлений о биогенном рельефообразовании на суше являет собой довольно обычный индуктивный путь от накопления фактов к их обобщению. Думается, результатом подобного обобщения становится изменение этих представлений – от оценок биогенного формирования рельефа как несущественного к признанию значимости этого процесса, во многих случаях не уступающей таковой для давно «признанных» флювиальных, склоновых, эоловых и др.

Каким путем должно идти дальнейшее изучение биогенного континентального рельефообразования? Видимо, это должен быть путь дедуктивный – от обобщения к более глубокому исследованию конкретных механизмов в разных зональных и морфоструктурных условиях (своего рода переход к новому набору фактов «на следующем уровне»). Уже сейчас, в XXI в., есть новые интереснейшие результаты исследований биогенного рельефа в ряде природных зон – в тундре (Ф.А. Романенко), в лесной зоне умеренного пояса (А.А. Деркач), в степи (Н.С. Евсеева) и др. Хочется верить, что в исследованиях биологического фактора рельефообразования будет выявлено еще немало важных фактов и закономерностей.

[1] Большов С.И. Биогенное рельефообразование на суше. Т.1, 2. М.: ГЕОС, 2006, 2007. 269 с., 466 с.

[2] Вернадский В.И. Живое вещество и биосфера. М.: Наука, 1994. 670 с.

[3] Гумилев Л.Н. Этногенез и биосфера Земли. М.: «Мишель и К», 1993. 503 с.

[4] Страбон. География. М.: Ладомир, 1994. 944 с.

[5] Butler D.R. Zoogeomorphology. Animals as geomorphic agents. Cambridge: University Press, 1995. 231 p.

[6] Viles H.A. et al. Biogeomorphology. NY.: Basil Blackwell, 1988. 356 p.

ЗАЛЕЖНЫЕ УГОДЬЯ – ОБЛАСТИ АКТИВНОГО ЗООГЕННОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

С.И. Болысов, А.А. Деркач

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, sibol1954@bk.ru, derkach1977@yandex.ru*

Залежные угодья (залежи) – это, как известно, давно не распахиваемые поля (попросту говоря, – обычно это заброшенные пашни). В средней полосе России таких площадей стало довольно много в 90-е годы прошедшего века, когда – при смене формаций – закончилось плановое хозяйство и началась массовая продажа земель. Наши наблюдения за динамикой биогенного рельефообразования на территории Сатинского полигона проводились с 1995 г. на разных типах угодий, в том числе на пашне и (в дальнейшем) на залежах. Сатинский полигон географического факультета МГУ [2] расположен в Калужской области, в бассейне среднего течения р. Протвы, в центре Восточно-Европейской равнины. Это подзона смешанных лесов в умеренноконтинентальном климате, в краевой зоне московского оледенения (вторичная моренная равнина). Обследования пашни, превратившейся в последующем в залежи, показали, что эти площади (именно залежи) представляют собой области весьма активной зоогенной переработки микрорельефа, причем именно зоогенное рельефообразование оказывается ведущим на этих территориях.

На Сатинском полигоне пашни занимали (ранее) около 40 % площади. Нами обследовались в разные годы несколько "полос" (площадью от 0.25 до 3 га) на распаханых участках. На ежегодно распахиваемых участках формы зоогенного микрорельефа образуются крайне редко и представлены в основном мелкими мышинными и кротовыми норками и единичными маленькими кротовинами. Их плотность не превышает 50 шт./га, а масса переработанного биогенными процессами материала составляет менее 0.5 т/га (примерно на порядок меньше, чем в лесу или на лугу). Столь незначительные величины, очевидно, связаны с беспокойными условиями обитания животных на действующей пашне (к тому же периодической, почти ежегодной переработкой поверхностных горизонтов, включая участки жилищ – муравейники, логовищные норы кротов и т.п.). Косвенным подтверждением такой тенденции являются результаты наблюдений [4, 3] за популяциями мышевидных грызунов на Корейском полуострове, где на пашне их количество резко уменьшается, по сравнению с окружающими угодьями [3, 4].

Территорию Сатинского полигона перестали активно распахивать в 1999–2000 гг., хотя некоторые участки еще пару лет засеивали кормовыми травами. На данный момент большинство заброшенных пахотных угодий превратились в луга, которые используют главным образом как пастбища, реже – под сенокос.

Если пашня оставлена под паром или заброшена (залежи) первые 2–3 года, плотность зоогенного микрорельефа заметно увеличивается – до 100 (иногда более 100) шт./га, а масса биогенной переработки достигает 1–3 т/га. Из микроформ рельефа зоогенного происхождения преобладают небольшие кротовины и многочисленные малые и средние по размерам земляные муравейники.

На старой залежи (отсутствие распашки 4–5 лет и более) широко распространены кротовины (в том числе много крупных), а также земляные муравейники всех размеров. Плотность этих форм возрастает уже почти в геометрической прогрессии и составляет более 1000 шт./га, а наиболее характерные величины массы переработанного материала – 10–20 т/га.

В качестве типичного примера приведем результаты наблюдений на крупном правобережном фрагменте высокой поймы р. Протвы в районе Рыжковской излучины – Серебряном лугу. При первом наблюдении в 1997 г., когда большая часть луга использовалась под выращивание земляники, плотность форм составила 35 шт./га, а масса переработки – 0.85 т/га. При повторном обследовании в 2000 г. (к этому времени луг уже 2–3 года не использовался в качестве сельхозугодия) оказалось, что плотность биоформ равна 861 шт./га, а масса переработанного биогенными процессами материала – 9.06 т/га (т.е. плотность и масса биогенного микрорельефа увеличились в 24.6 и 10.5 раза соответственно). Исследование этого

участка в 2004 г. показало дальнейший рост числа биогенных микроформ: их плотность составила 1165 шт./га, а масса переработанного ими грунта – 19.24 т/га (т.е. соответственно в 33.3 и 22.6 раза больше, чем в 1997 г.).

Таким образом, при прекращении распашки плотность зоогенного микрорельефа и биогенная переработка грунта мелкими животными и насекомыми за несколько лет возрастают в несколько десятков (а иногда в 100) раз [1], т.е. на 1–2 порядка. Можно утверждать, что залежи в условиях умеренно гумидного климата представляют собой области чрезвычайно активной зоогенной переработки микрорельефа, а этот агент рельефообразования (по крайней мере, на субгоризонтальных поверхностях) оказывается ведущим.

- [1] Большов С.И., Деркач А.А. Континентальные области с ведущей ролью биогенного морфолитогенеза // Труды Международной электронной конференции "Изменения природной среды на рубеже тысячелетий". Тбилиси – Москва, 2006. С. 19–24.
- [2] Общегеографическая практика в Подмоскowie / Под ред. Г.И. Рычагова. М.: Географический факультет МГУ, 2007. 360 с.
- [3] Davis D.E. Observations on the abundance of Korean mice // J. Mammal. 1957. V, 38. N 3. P. 374–377.
- [4] Youngman P.M. A population of the striped field mouse, *Apodemus agrarius* Coreae, in Central Corea // J. Mammal. 1956. V.6, N 1. P. 1–10.

СОСТОЯНИЕ И ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ ФОРМ РЕЛЬЕФА КОТЛОВИН БАЙКАЛЬСКОГО ТИПА

В.Б. Выркин

*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН,
Иркутск, vyrkin@irigs.irk.ru*

Современное развитие рельефа котловин байкальского типа, обусловленного процессами формирования Байкальской рифтовой зоны, определяется характером воздействия на него экзогенных процессов, протекающих в условиях преобладания тектонических опусканий в центральных и относительного воздымания в краевых частях впадин. Тенденции развития рельефа наиболее ярко могут быть выражены через выявление господства интеграционных или дезинтеграционных эффектов, которые осуществляются при взаимодействии конструктивного (аккумулятивного) и деструктивного (денудационного) начал, слагающихся из частных рельефообразующих процессов. Н.А. Флоренсов [1] предложил процесс объединения форм рельефа в неровности более низкого порядка (более крупные) именовать геоморфологической интеграцией, а разъединения, разрушения форм с образованием неровностей более высокого порядка – дезинтеграцией. Эти понятия, противоположные по своей исторической и динамической сущности и одновременно немислимые в независимости друг от друга, сосуществующие в пространстве, а во времени связанные условиями предшествования или следования, следует признать наиболее общими, собственно морфологическими началами в процессе рельефообразования.

Тенденции развития рельефа, кроме рассмотрения их через призму дезинтеграции и интеграции, можно оценивать с помощью анализа состояния форм. «Формы рельефа сами по себе, т.е. своими размерами, очертаниями, распределением, соотношением и т.д., свидетельствуют как в совокупности – об общем направлении развития рельефа, его «равнодействующей» тенденции, так и в отдельности – о направлении и темпе своего развития. И здесь можно, по-видимому, говорить о пассивных и активных формах рельефа» [1, с. 78]. Изучение активного и пассивного в рельефе, интеграции и дезинтеграции форм – важнейший путь к раскрытию сущности понятия «развитие рельефа». Анализ этих противоположных начал

в морфогенезе через выявление состояний форм и процессов позволяет определять ход развития рельефа.

Исследование процессов интеграции и дезинтеграции неотъемлемо связано с понятиями первичных и вторичных элементов рельефа равнин. Первичные формы рельефа, образованные в антропогене в результате аккумуляции осадочного материала, приносимого в котловины из гор, – это малые аккумулятивные равнины [2], образование которых происходит преимущественно путем интеграции форм. Однако эти равнины подвергаются воздействию экзогенных процессов, за счет которых здесь возникают вторичные формы, образующиеся путем объединения ранее существовавших или, наоборот, расчленения, разделения на неровности более высокого порядка. В современном экзогенном морфогенезе котловин выявляются две тенденции, связанные с различными состояниями форм и сосуществующие в целом взаимосвязанно и взаимообусловленно, определяя общий облик рельефа.

Тенденция дезинтеграции преобладает в пределах плейстоценовых форм оледенения, представленных холмисто-западинным и грядово-ложбинным рельефом морен, где происходит дезинтеграция под действием в основном флювиальных и криогенно-склоновых процессов с образованием вторичных форм. Морены расчленяются долинами постоянных и временных водотоков, их склоны отступают и выколаживаются. Отдельные плоские фрагменты этого рельефа приобретают бугристо-западинный характер из-за процессов пучения и термокарста. В целом же моренный рельеф находится в пассивном состоянии, подвергаясь уничтожению современными экзогенными процессами.

Яркий пример дезинтеграции – это песчаные степные возвышенные равнины, подвергающиеся воздействию эолового, флювиального и склонового водно-эрозионного процессов. Главное дезинтеграционное начало здесь – эоловые процессы, образующие большое количество котловин и коридоров выдувания, грядовых и дюнных форм аккумуляции. Склоновые водно-эрозионные процессы локализуются обычно в краевых приуступовых частях этих равнин, приводя к расчленению их сетью оврагов и промоин, а флювиальные процессы производят подмыв уступов, способствуя образованию крутосклонных берегов, активно отступающих под воздействием комплекса процессов. Здесь основные формы рельефа находятся в активном состоянии.

Несмотря на преобладание в котловинах аккумуляции приносимого из гор обломочного материала, в современных условиях из-за разномасштабно проявляющихся в голоцене общих тенденций к поднятию их краевых зон и отдельных участков дезинтеграционные эффекты выражены в них ярче интеграционных. Это явление отражает господствующую вообще на Земле тенденцию усложнения форм геологической и геоморфологической миграции вещества и геоморфологических ландшафтов [3]. Преобладание дезинтеграции приводит к возникновению относительно более мелких форм за счет уничтожения крупных. Практически все крупные возвышенные участки котловин сейчас продолжают расчленяться, а объединение некоторых форм занимает подчиненное положение. В понижениях днищ интеграционные эффекты более весомы в морфогенезе, однако и здесь при общем преобладании аккумуляции, способствующей уплощению поверхности за счет осадконакопления в отрицательных формах, широкое развитие мерзлотных процессов приводит к появлению малых, но выразительных форм. Итак, происходящая в котловинах интеграция в пределах крупных форм чаще всего сопровождается обратным процессом дезинтеграции в формы более мелкие.

Поверхность днищ и бортов котловин преобразуется активным действием процессов дезинтеграции и интеграции форм различных размерностей. Двойственность процесса морфогенеза выражается в одновременных интеграции и дезинтеграции рельефа, осуществляемых посредством аккумуляции и денудации различными экзогенными процессами. Именно в познании особенностей дезинтеграции и интеграции видится собственно морфологический подход к изучению земной поверхности, поскольку их взаимодействие прямо запечатлевается в пластике рельефа.

Современный экзогенный морфогенез в котловинах байкальского типа характеризуется разномасштабным проявлением двух направлений в развитии при общем преобладании дезинтеграции из-за существующих в голоцене тенденций к относительному воздыманию краевых зон и отдельных участков котловин, а также вследствие прогрессирующего нарастания числа и сложности форм антропогенного рельефа.

Дезинтеграция доминирует в основном в пределах волнистых возвышенных, а иногда предгорных наклонных равнин, приводя к возникновению форм более мелких за счет уничтожения и усложнения более крупных, а интеграция – на плоских низких равнинах, способствуя еще большему их уплощению путем объединения малых форм в крупные. В целом в котловинах преобладают формы в активном состоянии, испытывающие относительно быстрый темп развития, оставаясь подобными себе (флювиальные, эоловые и мерзлотные формы).

- [1] Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 238 с.
[2] Адаменко О.М., Волков И.А., Волкова В.С., Галабала Р.О. Великие аккумулятивные равнины // Проблемы экзогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976. Кн. 2. С. 112–190.
[3] Тимофеев Д.А. О некоторых геоморфологических законах // Геоморфология. 1972. № 2. С. 3–12.

О РОЛИ ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ В ФОРМИРОВАНИИ СКЛОНОВ (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕГО ОТРЕЗКА ДОЛИНЫ Р. ЛЕНЫ)

Н.И. Демьянович

*Институт земной коры СО РАН,
Иркутск, vmdem@mail.ru*

В настоящее время единство процессов формирования тектонической структуры земной коры и рельефа поверхности не вызывает сомнений. Еще Н.А. Флоренсов [8] признавал существенную роль неотектоники в формировании современного рельефа, в первую очередь горных стран. Однако формирование склонов верхнего отрезка долины р. Лены показывает, что неотектонические циклы не менее ярко отражаются в рельефе платформенных территорий. Рассматриваемый отрезок долины Лены располагается в пределах Прибайкальской предрифтовой зоны [4], на площади Верхнеленского сводового поднятия. Последнее представляет собой крупную положительную структуру подобласти умеренной активизации Сибирской платформы. Большая (до 1200 м) амплитуда вертикальных движений способствовала выведению на поверхность значительной части палеозойского осадочного чехла, реки здесь врезаются в отложения красноцветной средне-верхнекембрийской формации. Наиболее приподнятая часть платформы представлена Лено-Ангарским плато. В течение четвертичного периода эта часть территории одновременно с Прибайкальем пережила ряд движений в форме скачкообразных поднятий, следствием которых являются прослеживаемые вдоль реки различные террасовые уровни [3]. Формирование поймы и низких надпойменных террас увязывается с позднеплейстоценовым эрозионным врезом [7]. Вдоль всего отрезка долины прослеживается придолинная пологонаклонная поверхность выравнивания, ограниченная скальными стенками либо крутыми склонами высотой до 50 м. Фронтальная часть одного из таких склонов в пределах скального массива «Шишкинская писаница» оказалась смещенной, что явилось толчком для переформирования прилегающей поверхности, причем снизу вверх.

Смещение имеет сейсмогенный генезис. Вблизи пади Темной сохранился фрагмент сместителя в виде вертикального сбросового уступа высотой до 10 м [2]. Верхняя часть уступа представлена ровными плоскостями толстоплитчатых песчаников, нависающих в виде неглубоких карнизов над тонкоплитчатыми разностями нижней части разреза, активно разрушающихся посредством мелких выколов. Смещение произошло в конце раннего голоцена, так как в основании уступа до глубины 3 м вскрыто две погребенных почвы с возрастом нижней из них 6900 ± 300 л.н. (ГИН – 12848). На наш взгляд, смещение является откликом на землетрясение геологического прошлого и представляет собой первую

обнаруженную в долине Лены палеосейсмодислокацию. Поскольку такие деформации в долине Лены неизвестны, то возникают вопросы: возможны ли здесь подобные деформации и являются ли они свидетельством более высокого сейсмического потенциала рассматриваемой части платформы или реакцией на транзитное воздействие землетрясения из Байкальской рифтовой зоны (БРЗ)?

Во-первых, разрядка напряжений в платформенных областях происходит в самых ослабленных зонах, к которым отнесены Жигаловская грабенообразная структура и серия локальных разрывов в Предбайкальском прогибе, причем сейсмический потенциал первой оценивается магнитудой 6 [9]. Рассматриваемый участок долины расположен между этими структурами. Во-вторых, здесь отмечается сочленение Ангаро-Ленского плато с указанным прогибом. Это соответствует воззрениям Н.А. Флоренсова [8], что ареной неотектонических преобразований являются границы областей подъема и опускания. Не случайно, что здесь красноцветные породы осложнены мелкими складками и сбросово-надвиговыми явлениями [3]. И в-третьих, повышенная трещиноватость пород на этом участке подчеркивается многочисленными долинами и распадками разного порядка, наличием многочисленных меандр. Это отражено в повышенной плотности линеаментов вдоль краевого шва Сибирской платформы и приуроченности к ним эпицентров землетрясений [5]. Однако, согласно амплитуде сброса почвенного горизонта, смещение произошло при более сильном (магнитуда более 7) землетрясении, чем сейсмический потенциал этой территории по историческим сведениям [1]. В образовании смещения не исключается и влияние землетрясений из БРЗ. Оно подчеркивается соседством с сейсмодислокациями вдоль западного побережья озера, образование которых связано с землетрясениями на Среднем Байкале с интенсивностью не менее 10 баллов. На Карте Байкальского землетрясения 26 ноября 1903 г. показано, что при силе в эпицентре не менее 8 баллов на рассматриваемом отрезке долины оно ощущалось как 6–7 балльное [6].

Масштаб проявления деструкции склонового массива (оперяющие сбросовый уступ разрывы выше по склону, повышенная трещиноватость пород) не исключает возникновение палеосейсмодислокации при синхронной вспышке сейсмической активности на платформе и в Саяно-Байкальском поясе. Описываемое смещение явилось толчком для дальнейшего переформирования склона в его новых контурах. При этом оперяющие сместитель разрывы использованы для заложения рвов отседания. Повышенная трещиноватость массива обусловила активное разрушение отчлененных рвами блоков посредством выколов по уровням местных (глинистые прослои) базисов денудации. Таким образом, палеосейсмодислокации на платформенных территориях являются импульсом для переформирования склонов вверх от места их локализации.

- [1] Голенецкий С.И. Сводка макросейсмических данных о землетрясениях на юге Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1999. Т.40, № 8. С. 1245–1250.
- [2] Демьянович Н.И., Глухов О.В. Цифровая модель рельефа – основа изучения механизмов и опасности склоновых процессов // Проблемы снижения природных опасностей и рисков: Матер. Международной научн.-практ. конф. «Геориск–2009». Т.1. М.: РУДН, 2009. С. 33–38.
- [3] Думитрашко Н.В. Геоморфологический очерк бассейнов верхнего течения рек Лены и Киренги // Труды Института физической географии АН СССР. Вып. 23. М., 1936. С. 6–55.
- [4] Золотарев А.Г., Савинский К.А. Предрифтовая структурная зона в Прибайкалье // Геология и геофизика. 1978. № 8. С. 60–68.
- [5] Семинский К.Ж., Гладков А.С., Черемных А.В., Бобров А.А. // Разломы и сейсмичность юга Сибирской платформы // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии: Матер. совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. Т. 2. С.138–143.
- [6] Солоненко В.П. Сейсмичность Южного Прибайкалья и опыт сейсмического микрорайонирования конуса выноса на оз. Байкал // Вопросы сейсмичности Сибири. Новосибирск: Редакционно-издательский отдел СО АН СССР, 1964. С.169–203.
- [7] Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Мяктова В.В., Филинов И.А. Геоморфология и морфотектоника Лено-Ангарского плато // Геоморфология. 2005. № 2. С. 97–106.
- [8] Флоренсов Н.А. О молодых тектонических движениях и рельефе Восточно-Сибирских нагорий // Труды Вост.- Сиб. геол. ин-та, вып. 3. М.: Наука, 1961. С. 6–16.

[9] Чипизубов А.В. К оценке сейсмической опасности юга Сибирской платформы // Геологическая среда и сейсмический процесс. Иркутск, 1997. С. 166–168.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ РЕЛЬЕФА В «ДРАКОНИЧЕСКИХ» ПУЛЬСАЦИЯХ ЗЕМЛИ

В.А. Епифанов

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск, v-pif@sniiggims.ru

В настоящее время в науках о Земле превалирует плитно-тектоническая парадигма, в рамках которой формируются основные представления о геогенезе и сопровождающих его процессах и явлениях. В частности, концепцией подразумевается постоянство глобального физического объема планеты, поскольку последствия спрединга океанического дна нейтрализуются субдукционными процессами, а конвекционные потоки лишь перемещают глубинное вещество, осуществляя корово-мантийный энергомассоперенос. На этом основан и ряд представлений о рельефообразующих процессах.

Однако уже более 70 лет назад были высказаны аргументированные мнения о пульсационном характере развития Земли. Эти взгляды примиряли представления сторонников гипотез расширяющейся и сжимающейся планеты, объясняли земную причину цикличности протекающих на ней процессов, формирование и распад суперматериков и т.д. Концепции уделяли серьёзное внимание академики В.А. Обручев, М.А. Усов, П.Н. Кропоткин, Е.Е. Милановский и др. В.П. Казариновым и Н.Е. Мартыановым ряд её положений разработан в объемах монографий [8, 9].

В последние годы была установлена связь долгопериодических пульсаций с космическими циклами; определена длительность и геохронологическая позиция пульсаций двух крупных рангов; выявлена их сопряженность с глобальными геологическими и климатическими событиями [2, 5, 6]. Важным аспектом в этой гипотезе является диктуемая Космосом периодичность изменений объема планеты, при которой основной геогалактический период (глобальная пульсация 1-го ранга длительностью 432 млн лет) сопровождается гармониками (короткопериодическими пульсациями) более низких рангов. В частности, в пульсацию 1-го ранга вписывается пять «драконических» пульсаций (2-й ранг) длительностью по 86.4 млн лет, каждая из которых включает более короткопериодические пульсации 3-го ранга (длительность их пока не определена) и т.д.

Волновая природа пульсаций выражена ритмичным чередованием сжатия и растяжения, фиксируемым изменениями масштаба тангенциальной напряженности горных пород. Очевидно, что в каждый момент геологического времени одновременно сосуществует множество разноранговых тенденций тангенциальных напряжений земной коры. В противофазах эти тенденции нивелируются, а при совпадении фаз резонансно реализуются. Вследствие этого в земной коре периодически возникают сверхвысокие напряжения растяжения и сжатия, имеющие для рельефа важные последствия.

При сжатии, за счёт складкообразования и блоковой тектоники, формируется резко расчленённый рельеф и активизируются эрозионные процессы, а растяжение приводит к образованию крупных куполообразных структур, развивающихся на фоне нивелировки земной поверхности и глобального развития кор выветривания. Рельфообразующая роль тектоники общеизвестна. Однако отметим, что формирование континентальных рифтов (региональных отрицательных форм рельефа) приурочено к фазам сжатий «драконических пульсаций» и происходит оно по «модели поршня» [6].

Другим важным следствием «драконических сжатий» и осложняющих их более мелких пульсаций является создание сверхвысоких давлений в газовых залежах и изолированных водоносных горизонтах (гидрогеологических бассейнах, массивах). Релаксация

этих напряжений сжатия приводит к массовой дегазации земных недр и формированию за счёт дроссельного эффекта «вечной мерзлоты», следствием чего являются резкое похолодание климата и начало развития ледниковых эпох [3]. Вместе с напорными газовыми струями в верхние этажи атмосферы выносятся тонкий диспергированный материал горных пород, являющийся центром конденсации влаги. Такой «грязный снег» при таянии способен сформировать многометровые лёссовые отложения [4].

Очевидно, что одновременно с дегазацией происходят фонтанирующие выбросы воды, которые из дренируемых каналов и водоносных горизонтов выносят на дневную поверхность разновеликие обломки несортированных и различно окатанных пород. В «вялом виде» подобные явления наблюдаются в современную тектонически пассивную эпоху. Их называют «грязевым вулканизмом». С термином не стоит соглашаться, поскольку понятие «вулканизм» вполне определённо соотносится с одним из видов магматизма. То же касается и термина «гидровулканизм», который, в отличие от «грязевого вулканизма», характеризуется существенно (по объёму) водным составом глубинных выбросов. На наш взгляд, термин «гидровулканизм» может быть заменен компактным по звучанию английским выражением **blow-out** (блоуаут, дословный перевод – выброс фонтана). В качестве понятия процесса он может произноситься блоуаутинг.

Геоморфологические следствия проявления «гидровулканизма» описаны в работах [1, 7]. Авторами отмечается, что именно этими процессами может быть объяснено формирование изученных ими в Средней Азии молодых бессточных впадин протяженностью до ста километров. В ряде случаев они содержат множество мелких родников, вытекающих из кратерных частей (до 800 м в диаметре) конусовидных холмов высотой 25–30 м. Впадины образуются в результате просадки крупных участков земной поверхности после масштабного выноса напорными водами мелкозема (в последнюю, слабонапорную, стадию он и формирует холмы) из водоносных горизонтов. Из этих работ следует, что по разным регионам России и мира время проявления гидровулканизма может быть определено как поздний неоген – четвертичное время, средняя юра (аален) и ордовик–силур – ранний силур. Согласно нашим построениям, как раз в эти периоды завершались фазы сжатия в «драконических» пульсациях.

Явление блоуаутинга специально ещё не изучалось. Но именно им можно объяснить ряд геологических проблем, например распространение галечников с «экзотикой» на водоразделах в перигляциальных зонах платформ и формирование на тектонически стабильных территориях крупных неоген-четвертичных впадин, выполненных несортированными, и в том числе флювиогляциальными (?), осадками.

- [1] Баландин Р.К. Гидровулканы // Земля и Вселенная. 2009. № 6. С. 90–96.
- [2] Елифанов В.А. Геогалактические пульсации – ритмы глобальной геодинамики // Стрoение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 107–109.
- [3] Елифанов В.А. Дегазационная гипотеза возникновения глобальных оледенений // Вопросы географии Сибири. Томск: ТГУ, 2006. Вып. 26. С. 81–90.
- [4] Елифанов В.А. Дегазационная гипотеза образования лёссов // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезисы. М.: ГЕОС, 2008. С. 160–163.
- [5] Елифанов В.А. Углеродородные циклы и периоды кимберлитообразования как свидетельство пульсационного развития Земли // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 283–287.
- [6] Елифанов В.А., Сайчук О.Н. Модель-реконструкция причинно-следственной триады: пульсации «гидридной Земли» – рифтогенез – кимберлитовый магматизм // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 7. Томск: ЦНТИ, 2009. С. 116–124.
- [7] Иванчук П.П. Гидровулканизм // Природа. 1967. № 7. С. 49–57.
- [8] Казаринов В.П. Пульсации Земли: Новосибирск: ВИНТИ, 1983. 70 с.
- [9] Мартыанов Н.Е. Размышления о пульсациях Земли. Красноярск: КНИИГиМС, 2003. 272 с.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА РОССИИ ПО ПРОГРАММЕ «ГОСГЕОЛКАРТА-1000/3»

А.Г. Зинченко

*ФГУП ВНИИОкеангеология им. академика И.С. Грамберга,
Санкт-Петербург, anna_zinchenko@mail.ru*

К настоящему времени на площадь арктического шельфа России и прилегающего океанического дна составлено свыше двадцати листов Госгеолкарты масштаба 1:1 000 000. Каждый из комплектов листов включает геоморфологические построения в виде карт масштаба 1:1 000 000 или схем масштаба 1:2 500 000. Они строятся по традиционному для Госгеолкарты аналитическому принципу, возможности которого значительно расширяются вследствие применения системно-морфологического подхода.

Несмотря на то, что в последнее время листы Госгеолкарты шельфа и глубоководного бассейна Северного Ледовитого океана оформляются по требованиям для третьего поколения Госгеолкарты-1000, большинство листов, по существу, относятся к первому поколению, так как на значительных площадях картографирование по требованиям Госгеолкарты осуществляется впервые. Подавляющее большинство листов базируется на новых батиметрических моделях масштаба 1:1 000 000. Однако в целом фактологическая база геоморфологических построений далеко не равнозначна. В то время как в относительно лучше изученных районах имеется возможность использовать сейсмоакустическое профилирование, результаты донного опробования, реже – бурения, в районах с низкой изученностью, где листы составляются без доизучения, основным источником данных остается батиметрическая карта. Тем не менее в результате проведенных работ на большие площади морского и океанического дна, которые ранее отличались весьма низкой изученностью рельефа, ныне составлены геоморфологические карты и схемы, базирующиеся на принципиально новых материалах. При этом разработаны приемы картографирования площадей различного строения, выявлены ранее неизвестные особенности строения дна. Полученный опыт показывает, что технология работ по составлению карт, входящих в комплект листа, которая вытекает из действующих инструктивных документов и зачастую весьма коротких сроков работ, приводит к тому, что роль геоморфологических данных недоучитывается, а возможности современных научных подходов используются недостаточно. Не разработаны приемы увязки построений для суши и моря, ощущается недостаток методической базы, несовершенство историко-геологической основы. Имеются трудности при создании цифровых моделей. Накопленный опыт нуждается в изучении и обобщении.

Основными задачами дальнейших работ являются:

- доработка инструктивных документов;
- совершенствование технологии работ, которая бы обеспечивала взаимодействие широкого круга специалистов, работающих над созданием карт листа, в целях максимального и разностороннего использования геоморфологических данных и результатов геоморфологического картографирования;
- систематизация методических приемов;
- выработка современной историко-генетической концепции рельефо- и осадкообразования;
- уточнение орографической модели региона, выработка принципов и методики геоморфологического районирования;
- подготовка новых кадров.

ЭПОХИ ЭОЛОВОЙ АКТИВИЗАЦИИ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ СЕВЕРНОЙ АЗИИ

В.С. Зыкин, В.С. Зыкина, Л.А. Орлова

*Институт геологии и минералогии СО РАН,
Новосибирск, Zykin@uiggm.nsc.ru*

Одним из основных факторов формирования экзогенного рельефа и континентальных отложений является ветер. В умеренных широтах Северной Азии его значительное воздействие на рельеф было непостоянным и происходило только в эпохи активизации атмосферы, связанные с аридизацией климата. В это время на обширных пространствах Северной Азии возникали пустынные обстановки и формировались эоловые формы рельефа и осадки.

Формирование эоловых отложений в Северной Азии началось в раннем олигоцене на ее южных окраинах, в низкогорных районах. Они представлены красноцветными карбонатными глинами и суглинками. Дальнейшее развитие аридизации привело к образованию около 30 млн лет назад в Зайсанской впадине настоящих пустынь современного типа. На границе буранской и ошагандинской свит установлены пустынная мостовая, карбонатная кора, пустынный загар, ветрогранники, инсоляционное растрескивание галек и валунов, свидетельствующие, что во Внутренней Азии существовали обширные дефляционные котловины, источники эоловой пыли и энергичные ветры, транспортирующие эоловый материал.

Две фазы интенсификации эоловой активности и аридизации климата выявлены в неогене. В конце позднего миоцена сильнейшая аридизация климата во всей Северной и Внутренней Азии привела к редукции стока, возникновению дефляционных котловин, поверхности денудации, карбонатных кор, а также формированию эоловых красноцветных отложений, заполнивших речные долины и котловины и образовавших покровы на междуречьях. В Шилко-Ононской области Забайкалья миоценовая и плиоценовая эпохи аккумуляции разделяются эпохой денудации. В это время здесь Е.И. Корнутова предполагает существование пустынных условий, определивших пустынный загар и образование ветрогранников. Отсутствие в малакофауне Западной Сибири на протяжении всего раннего плиоцена видов из Средней Азии, среди которых известны представители родов *Corbicula*, *Corbiculina*, *Odhneripisidium*, без орографических преград между этими территориями, можно объяснить только наличием зоны пустынь в Средней Азии и Юго-Западном Казахстане. По данным Е.Е. Милановского и Б.И. Пинхасова, в конце позднего миоцена и раннем плиоцене в Западной Туркмении, Прикаспии, Южном Приаралье и Кызылкумах формировался денудационный срез и господствовал жаркий аридный пустынный или полупустынный климат, при отсутствии гидрографической сети. В начале позднего плиоцена во Внутренней Азии фиксируется менее интенсивная эпоха аридизации, во время которой в Павлодарском Прииртышье образовались дефляционные котловины с клиньями усыхания на дне, заполненные красноцветными субаэральными отложениями аксорских слоев, а также накапливались субаэральные красноцветы вторушкинской свиты Восточного Казахстана, терекской свиты Горного Алтая и чикойской свиты Западного Забайкалья и Северной Монголии. Эта аридная эпоха совпадает с резкой тектонической активизацией как во всей Внутренней Азии (поднятие Тибета, Гималаев, Тянь-Шаня), так и во многих регионах мира, а также с глобальным похолоданием климата.

Близ рубежа хронов Брюнес и Матуяма на юге Западно-Сибирской равнины началось лессовое осадконакопление, связанное с аридизацией климата в холодные эпохи. Состав и строение лессовой толщи отражает изменение общей интенсивности атмосферной циркуляции. Эпохи слабой активности атмосферной циркуляции характеризовались биогенным осадконакоплением и формированием почв, образующих педокомплексы. В эпохи активизации атмосферной циркуляции атмосфера была насыщена пылью, которая, осаждаясь, образовывала лессовые покровы. Во время формирования лессовых покровов в западной части равнины формировались обширные дефляционные поверхности и широко распространенные замкнутые дефляционные котловины. Об их эоловом происхождении в аридном климате свидетельствуют

пустынная мостовая, ветрогранники, карбонатная кора и пустынный загар на обломках и гальках коренных пород, растрескавшиеся крупные гальки и мелкие валуны на дне дефляционной котловины оз. Аксор в Павлодарском Прииртышье. Глубина дефляционных котловин превышает 70 м. Эоловый вынос материала из дефляционных котловин происходил неоднократно во время эпох похолоданий и аридизаций климата.

Кроме скульптурных форм эолового рельефа, в умеренной зоне Внутренней Азии широко распространены аккумулятивные формы рельефа, также генетически связанные с аккумуляцией лессовых покровов. Так, в Западной Сибири к ним относится хорошо сохранившийся гривный рельеф, образовавшийся во время последнего оледенения, и длительно формировавшиеся крупные увалы восточной части Кулунды. Расположение отрицательных дефляционных форм рельефа (озерных котловин) западнее относительно аккумулятивных форм (грив) показывает значительное усиление циклонических ветров западного переноса во время их образования, оказывающих мощное эрозионное и аккумулятивное воздействие на земную поверхность в умеренных широтах. Следовательно, во время оледенений система западного переноса воздушных масс была господствующей.

Короткие фазы аридизации климата в тысячелетней временной шкале выявлены в верхней толще озерных отложений замкнутой бессточной котловины оз. Аксор. В разрезе этой толщи, образовавшейся во время последнего сартанского оледенения, установлено отчетливое циклическое чередование озерных песков, полигональных первично-песчаных жил и горизонтов пустынного выветривания и селективного выдувания, которое отражает резкие изменения температуры и увлажнения климата. Распространение субэральных эоловых отложений Западно-Сибирской равнины во время последнего оледенения показывает, что в это время она представляла собой огромную холодную пустыню с характерными для нее обстановками осадконакопления.

В периоды кратковременных похолоданий климата продолжительностью 200–300 лет в позднем голоцене происходила аридизация климата и формирование дюнного рельефа на юге Западно-Сибирской равнины. Дюны приурочены к восточным берегам озерных котловин и многих речных долин и достигают в высоту 10 м.

Формирование эолового рельефа, связанного с аридизацией и десертификацией средних широт Внутренней Азии представляет собой длительный прерывистый процесс. Длительные эпохи аридизации климата и продвижения пустынных территорий к северу в течение олигоцена и неогена связаны с эпохами поднятия, расширением площади высокоподнятых территорий, а также регрессиями и увеличением площади континентов. Они отчетливо коррелируются с эпохами похолодания климата, хотя в это время климат оставался теплее современного. Короткие периодические изменения климата, выявленные в лессовой толще Западной Сибири, отражают изменения орбитальных параметров планеты. Периодические изменения климата и природной среды тысячелетней временной шкалы были, по-видимому, обусловлены изменением солнечной активности. Как короткие, так и ультракороткие фазы аридизации климата и формирования эолового рельефа в четвертичном периоде в умеренных широтах Внутренней Азии совпадали с периодами похолодания климата. Во время оледенений система западного переноса воздушных масс была господствующей.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 10-05-00673.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РЕЛЬЕФА АЗИАТСКО-ТИХООКЕАНСКОГО СЕКТОРА

Б.А. Казанский

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
Владивосток, bakaz@poi.dvo.ru*

Статистические гипсометрические характеристики являются самыми информативными количественными характеристиками рельефа [1], использование которых до недавнего времени было сопряжено с существенными трудностями технического характера, особенно для больших по площади территорий. Но с развитием компьютерных технологий и появлением общедоступных цифровых баз данных эти трудности были устранены. Это дало возможность применять статистический анализ не только в локальном, но и в региональном и глобальном масштабах, что было показано в серии работ автора [2–7], выполненных на основе цифровых данных по высотам точек земной поверхности ЕТОРО для 2-минутной сетки. В настоящее время в свободном доступе имеются аналогичные данные для 1-минутной сетки точек.

Наибольший интерес сейчас представляет зона сочленения самого большого континента с самым большим океаном Земли – Азиатско-Тихоокеанский сектор, характеризующийся, помимо прочего, максимальным для Земли диапазоном высот – порядка 20 км. Для этой зоны ($0^\circ - 60^\circ$ с.ш., $90^\circ - 180^\circ$ в.д.), на основе данных ЕТОРО 1, была сформирована матрица высот точек по 1-минутной сетке; размеры матрицы составили 5400×4540 ячеек. Эта матрица позволяет для произвольных подматриц автоматически строить различные гипсометрические карты, 3D-модели рельефа, профили рельефа по меридианам и параллелям, а также рассчитывать различные статистические характеристики и графики распределений высот рельефа.

Основные статистические характеристики рельефа рассматриваемой зоны рассчитывались по трапециям $1^\circ \times 1^\circ$, $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ и $5^\circ \times 5^\circ$. Диапазоны изменения наиболее детальных рассчитанных значений (для 1-градусных трапеций) составили: для средних высот (математического ожидания) от -7492 м до 5164 м (средняя глубина акваторий -3740.5 м, средняя высота суши $831,1$ м), для стандартных отклонений от 0 до 3275 м (среднее 360.5 м), для минимальных значений высот – от -10945 м до 4899 м (среднее -2801.5 м). Рассчитывались и другие статистические характеристики, но методика их геоморфологической интерпретации пока не разработана. Полученные статистические характеристики и построенные на их основе картосхемы стали основой для выполнения исследований по парагенетической интерпретации и для палеореконокструкций морфотектонических систем Западно-Тихоокеанской переходной зоны [8, 9].

- [1] Казанский Б.А. Морфологические эталоны как аналитическая основа морфометрии // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 164–171.
- [2] Казанский Б.А. Гипсометрический анализ континентов по цифровым данным // Геоморфология. 2005. № 1. С. 60–67.
- [3] Казанский Б.А. Гипсометрия крупнейших океанических островов // Геоморфология. 2005. № 3. С. 66–71.
- [4] Казанский Б.А. Энергетический анализ глобального рельефа // Геотектоника. 2006. № 2. С. 83–93.
- [5] Казанский Б.А. Статистическое описание глобального рельефа по цифровым данным ЕТОРО 2' // Геоморфология. 2006. № 2. С. 73–82.
- [6] Казанский Б.А. Батиметрический анализ Тихого океана по цифровым данным ЕТОРО 2' // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25, № 5. С. 115–123.
- [7] Казанский Б.А. Батиметрия морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны по цифровым данным ЕТОРО 2' // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 3. С. 54–63.

- [8] Лепешко В.В., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Парагенетическая интерпретация данных ЕТОПО 1' для Азиатско-Тихоокеанского сочленения // Физика геосфер: Материалы докладов VI Всероссийского симпозиума. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2009. С. 317–321.
- [9] Лепешко В.В. Морфометрические тенденции строения рельефа Азиатско-Тихоокеанского сочленения // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2010. С. 419–423.

РУСЛОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ В ПОЙМЕННО-РУСЛОВЫХ РАЗВЕТВЛЕНИЯХ РЕКИ АМУР

В.И. Ким, А.Н. Махинов

*Институт водных и экологических проблем ДВО РАН,
Хабаровск, iver@iver.as.khb.ru*

Крупные реки России Амур, Енисей, Обь в своих нижних течениях испытывают длительное и интенсивное накопление наносов в русле и на пойме, в результате чего их поверхность повышается относительно окружающей местности. На этих участках обычно формируется многорукавное русло, характеризующееся высокой динамичностью русловых переформирований [1, 6]. В результате появляются новые и расширяются или отмирают ранее действовавшие рукава, возникают косы и острова, интенсивно размываются берега, смещаются плесы и перекаты. На отдельных участках скорости размыва берегов достигают 50 м/год при средних значениях 6–12 м/год. Происходит постоянное перераспределение стока воды и наносов между рукавами.

В последние годы (2004–2008 гг.) при проведении экспедиционных работ в долине среднего и нижнего течений реки Амур по Программе ДВО РАН “Комплексные экспедиционные исследования в бассейне реки Амур” были получены новые данные об особенностях русловых деформаций для значительной по протяженности части реки Амур.

Исследованиями динамики русла реки Амур установлено явление направленной аккумуляции наносов, определяющее развитие современных русловых процессов в долине среднего и нижнего течений р. Амур на отрезке протяженностью более 1200 км [4]. На всем этом протяжении происходит накопление аллювиальных отложений со средней скоростью около 1.2 мм/год. Русло реки относится к пойменно-русловому типу разветвления со специфическим проявлением водного и руслового режимов. В этих условиях главное русло и наиболее крупные рукава имеют особые морфометрические характеристики – значительную ширину при относительно небольшой глубине. Соотношение между данными показателями составляет обычно 300:1 – 400:1.

Одним из наиболее нежелательных для хозяйственной деятельности проявлений эрозионно-аккумулятивных процессов в нижнем и среднем течениях реки Амур является высокая интенсивность русловых деформаций. Другая важная особенность – характерное для русла р. Амур в пределах равнинных территорий постоянное перераспределение стока между рукавами. Наиболее активно этот процесс происходит на участках многофакторного хозяйственного воздействия на русло реки (районы городов Хабаровск, Амурск, Комсомольск-на-Амуре, с. Поярково). Аналогичные явления наблюдаются на участках впадения крупных притоков (реки Буряя, Сунгари, Уссури, Анной, Гур).

Изменение водного режима Амура в результате влияния крупных ГЭС и продолжительное (в течение последних 15 лет) стояние маловодного периода при общем ослаблении эрозионных процессов обуславливают существенную локальную активизацию русловых переформирований на отдельных участках реки. В среднем течении Амура (в пределах Амурской области) такие участки приурочены к местам возведения на китайском

берегу берегозащитных и противопаводковых дамб, протягивающихся иногда на несколько километров вдоль берега (общая протяженность около 300 км).

Увеличение терригенного стока рек в результате распашки земель, вырубки лесов и пожаров повышает неустойчивость русла, активизирует эрозионные процессы. Происходит дробление русла на рукава, формирование обширных отмелей, усиливается неравномерность скорости течения воды и объемов стока. Все это имеет негативные последствия для судоходства, сохранения условий для поддержания устойчивого развития прежде всего водных и пойменных экосистем Приамурья. Деградация протоки Казакевичева (Амурская) обусловила осложнение судоходства в районе Хабаровского водного узла, вызвав необходимость прохождения китайских судов по внутренним водным путям России.

Увеличение водности р. Амур в целом за столетний период оценивается величиной 10–12 % [5]. Оно связано с увеличением осадков в бассейне Амура, особенно в его нижнем течении. За холодный период года (ноябрь–март) количество осадков с 1891 по 2003 г. увеличилось в 2.0 раза, а за теплый период (апрель–октябрь) в 1.22 раза. В целом за указанный период увлажненность бассейна р. Амур возросла на 31 %. Однако водность р. Амур увеличилась не столь существенно вследствие усиления испарения за счет повышения в регионе среднегодовой температуры воздуха, а также использования воды на хозяйственные нужды, особенно в сельскохозяйственных целях в бассейне р. Сунгари.

Одним из последствий увеличения водности р. Амур является активизация русловых деформаций. Об этом свидетельствуют широкие зоны молодых и низких пойменных массивов вдоль крупных рукавов реки на равнинных участках долины при почти полном отсутствии средних уровней поймы. Активное формирование обширных подвижных кос размерами до 2x10 км приводит к дальнейшей фуркации рукавов, уменьшению их транспортирующей способности и накоплению в руслах значительного количества наносов. На отдельных участках реки при перераспределении стока между рукавами происходят размыв берегов даже в зимний период, что характерно для спрямляющих излучину проток.

Механическое воздействие льда на берега р. Амур по сравнению с крупными реками Сибири существенно меньше вследствие того, что ледоход на реках Дальнего Востока проходит при низких уровнях воды [2]. Оно проявляется лишь локально – на крутых поворотах реки и приверхах островов. На таких участках наблюдаются короткие валы и отдельные бугры высотой до 1 м.

Более существенная геоморфологическая деятельность ледохода отмечается у подножий обрывистых коренных уступов, подрезаемых рекой [3]. Механическое воздействие льда на подготовленные выветриванием породы приводит к отрыву глыб от скальной поверхности и переносу их вдоль берега. Часто они образуют гряды высотой до 1.5 м, шириной до 15 м и протяженностью до 300 м. Иногда наблюдается серия более коротких расположенных кулисообразно гряд.

Повышение базиса эрозии в долине Амура вследствие накопления наносов обуславливает расширение площади озер, многие из которых занимают акватории более 50 км², их трансгрессию по долинам впадающих рек.

- [1] Знаменская Н.С. Исследование русловых процессов в условиях естественной изменчивости стока // Водные ресурсы. 1981. № 1. С. 89–101.
- [2] Ким В.И., Махинов А.Н. Ледовый режим р. Амур на участках многорукавного русла // Труды VI конференции «Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей». М.: ИВП РАН, 2004. С. 156–158.
- [3] Махинов А.Н. Современное рельефообразование в условиях аллювиальной аккумуляции. Владивосток: Дальнаука, 2006. 232 с.
- [4] Махинов А.Н., Чалов Р.С., Чернов А.В. Направленная аккумуляция наносов и морфология русла Нижнего Амура // Геоморфология. 1994. № 4. С.70–78.
- [5] Новороцкий П.В. Колебания стока Амура за последние 110 лет // География и природные ресурсы. 2007. № 4. С. 86–90.
- [6] Попов И.В., Снисченко Б.Ф. К вопросу о морфологических особенностях многорукавных речных русел на участке впадения притока // Метеорология и гидрология. 1971. № 1. С. 48–61.

ПУЛЬСИРУЮЩИЕ ЛЕДНИКИ И ГЛЯЦИАЛЬНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

О.В. Кокин

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва
Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН,
Мурманск, osip_kokin@mail.ru*

В 1960-е гг. в гляциологии появляется понятие «пульсирующие ледники» («surge glaciers»). Под ним понимаются ледники, скорость движения которых внезапно увеличивается в несколько раз за короткий отрезок времени [4, 11]. При этом продвижение фронта ледника может наблюдаться на фоне общей деградации оледенения, а при благоприятных условиях – повторяться периодически. Во время подвижки увеличение объема льда не происходит – наблюдается лишь увеличение площади ледника за счет уменьшения мощности льда в области аккумуляции. Стадия подвижки сменяется стадией стабилизации, когда выдвинувшаяся часть ледника становится неподвижной и деградирует, а в области аккумуляции происходит восстановление объема льда.

Позднее стало известно, что пульсирующие ледники широко распространены в районах современного оледенения [3]. Несмотря на довольно продолжительное изучение таких ледников гляциологами, до сих пор окончательно не выяснены причины и процессы, обуславливающие пульсирующее поведение ледника. Однако уже очевидно, что динамическая неустойчивость пульсирующих ледников связана в первую очередь не с климатическими причинами, а с взаимодействием внешних факторов с реологическими свойствами льда, при этом большую роль в спусковом механизме отводят талым водам внутри и под ледником [7].

Таким образом, геоморфологическое значение пульсирующих ледников заключается в том, что они формируют краевые ледниковые образования, которые не всегда могут свидетельствовать о климатических изменениях. Поэтому не все конечные морены можно использовать для палеоклиматических реконструкций. Необходимо иметь надежные диагностические признаки, позволяющие отличать пульсирующие ледники от обычных. К сожалению, в отечественной гляциальной геоморфологии до сих пор не уделяется должного внимания изучению рельефообразующей деятельности пульсирующих ледников. В литературе можно встретить лишь упоминания о формах рельефа, которые могли быть образованы в результате возможных пульсаций (серджей), и то зачастую со ссылкой на зарубежных исследователей [1, 2, 5, 6, 8]. Целенаправленное изучение рельефа краевых зон современных пульсирующих ледников отечественными геоморфологами практически не проводилось. В то же самое время с 1980-х гг. зарубежными учеными ведутся планомерные исследования в данном направлении [9, 13]. Ими достигнуты немалые успехи. Так, например, появился новый термин «concertina esker», что означает «гармоневидный оз», т.е. имеющий зигзагообразные очертания в плане [12]. Кроме того, предложена модель геоморфологического строения краевой зоны пульсирующего ледника, состоящая из напорной морены, «хаммоки-морены» (холмисто-грядовый рельеф), флютинга, гряд трещинного выдавливания и зигзагообразных оз [10]. Однако эта модель не является исчерпывающей, так как механизм формирования этих форм рельефа остается не до конца понятным, а по отдельности они могут встречаться и перед обычными ледниками.

Таким образом, в отечественной гляциальной геоморфологии образовался пробел, который необходимо восполнить. Изучение рельефообразующей деятельности современных пульсирующих ледников позволит лучше понять механизм формирования некоторых ледниковых форм рельефа при различных скоростях движения льда, а также при таянии льда в результате ареальной стагнации, что, в свою очередь, будет иметь огромное значение для палеогляциологических реконструкций.

[1] Гросвальд М.Г. О вероятной роли катастрофических разливов ледников (серджей) в разрастании и деградации ледниковых покровов прошлого // Материалы гляциологических исследований. 1974. Вып. 24. С. 164–169.

- [2] Гросвальд М.Г., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Ледниковая стадия Мархида-Вельт: двойной сёрдж Баренцева ледникового щита? // Материалы гляциологических исследований. 1974. Вып. 24. С. 173–187.
- [3] Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Пульсирующие ледники. Л.: Гидрометеоздат, 1982. 192 с.
- [4] Казанский А.Б. Результаты обследования области питания ледника Медвежьего // Геофиз. бюл. 1965. № 15. С. 52–60.
- [5] Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Гляциальная геология. СПб.: Недра, 1993. 328 с.
- [6] Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений // Тр. ГИН АН СССР, вып. 288. М.: Наука, 1976. 240 с.
- [7] Мавлюдов Б.Р. Внутренние дренажные системы ледников. М.: Институт географии РАН, 2006. 396 с.
- [8] Серебрянный Л.Р. Вероятные следы ледниковых пульсаций на равнинах средней полосы Европы в позднем плейстоцене // Материалы гляциологических исследований. 1974. Вып. 24. С. 169–173.
- [9] Croot D.G. Glaciotectonics and surging glaciers: a correlation based on Vestspitsbergen, Svalbard, Norway // Glaciotectonics: forms and processes. Rotterdam, 1988. P. 33–47.
- [10] Evans D.J.A., Rea B.R. Geomorphology and sedimentology of surging glaciers: a land-systems approach // Annals of Glaciology. 1999. Vol. 28. P. 75–82.
- [11] Harrison A.E. Glacier surges // J. Geophys. Res. 1962. Vol. 67, № 4. P. 103–112.
- [12] Knudsen Ó. Concertina eskers, Brúarjökull, Iceland: an indicator of surge-type behaviour // Quaternary Science Reviews. 1995. Vol. 14, № 5. P. 487–493.
- [13] Sharp M. Surging glaciers: geomorphic effects // Prog. Phys. Geogr. 1988. Vol. 12 (4). P. 533–539.

**КОЭВОЛЮЦИОННЫЕ СВЯЗИ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТониКИ И
СЕЙСМОГЕОДИНАМИКИ С ВНУТРЕННИМИ НЕОДНОРОДНОСТЯМИ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ОБЛАСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ
ТРАНСАЗИАТСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ**

А.А. Коковкин

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск

Исследование выполнено в рамках модели волнового структурирования континентальной коры, разрабатываемой на междисциплинарной эволюционной основе, на принципах и подходах синергетики [1, 2]. Рассматривается геологическая структура территории от Монголии до восточной окраины Азии. Обычно она трактуется как область сочленения *каледонско-герцинского* Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПП) с *мезозойско-кайнозойским* Тихоокеанским подвижным поясом (ТОПП). Однако применительно к мезозойско-кайнозойскому этапу было бы правильнее интерпретировать ее как *область взаимодействия* (ОВ) Тихоокеанского пояса со столь же молодой структурой *Трансазиатского* (Средиземноморского) подвижного пояса (ТАПП). Центрально-Азиатский пояс вместе с обрамляющими его кратонами (Сибирским и Китайским) в данном случае выступает в роли субстрата, на котором развивались и продолжают свое развитие структуры этих двух молодых подвижных поясов. *Трансазиатский* пояс, по устоявшимся представлениям, поворачивает круто к югу в районе Памира и Гималаев, значительно западнее ОВ. В то же время существует *восточная* ветвь этого пояса, продолжающая его по системе широтных разломов до пересечения с меридиональным западным сегментом ТОПП. Такое контрастное (торцевое) сочленение двух синхронно развивающихся молодых поясов, наложенных на более древний неоднородный субстрат континентальной коры, и определило характер эволюционирующей структуры ОВ и ее современную сейсмогеодинамику.

Согласно волновой модели, в позднем мезозое – кайнозое структура ОВ эволюционировала в условиях *глобального пульсационного сжатия*, реализующегося на региональном уровне через *механизм пульсационного трехстороннего* пресса двух кратонов (Сибирского и Китайского) и Тихоокеанской плиты. Работа пресса была дополнена движением

к северу Индийской плиты, резко усилившимся к концу новейшего этапа. Это достаточно ярко выражено в новейшей структуре Гималаев. Действие трехстороннего пресса транслируется в ОВ системой глубинных разломов ТАПП и ТОПП. Активно ведущие себя разломы представляют собой «раскрытые», обводненные, флюидонасыщенные структуры, которые функционируют в режиме *знакопеременного* сдвига согласованно с региональными пульсациями. Развитие всей этой медленно эволюционирующей, сложноорганизованной волновой системы сопровождалось импульсной сейсмичностью с ее волновыми (резонансными) деформационными системами.

В позднем мезозое – кайнозое континентальная кора ОВ направленно *наращивалась к востоку*. Системность наращивания проявилась в соответствующем омоложении к востоку целой совокупности геологических процессов – орогенеза и рифтогенеза, гранитообразования и седиментогенеза, литификации осадков и пр. На фронте наращивания коры функционировали орогенные системы с *магматогенным* режимом. К *эоцену* фронт структурирования сместился к современной границе материка, где омоложение коры приобрело градиентный характер. С этого времени развитие ОВ определила *новейшая активизация*, вызванная очередной фазой глобального расширения, реализующегося активизацией спрединга и субдукционных процессов в океанах. Одновременно на континентах и в зонах перехода резко усилился режим сжатия. В пределах ОВ это вызвало дополнительное усиление трехстороннего пресса с активизацией глубинных разломов и формированием новейших орогенных и рифтогенных систем. На завершающей фазе активизации структура ОВ была дополнительно усложнена проявлением *траппового магматизма*. Реликты неоген-четвертичных платобазальтов и отдельных базальтовых вулканов, трансформированных тектоникой и эрозией, получили развитие по всей структуре ОВ. В результате к концу новейшего этапа в ОВ была сформирована конформная трехстороннему прессу, омолаживающаяся к востоку рифтогенно-орогенная структурная «гармоника». Она включает субмеридиональные (Сунляо-Амуро-Зейскую и Амуро-Ханкайскую) и субширотную (Верхне-Зейско-Удскую) системы рифтогенных впадин с ограничивающими их орогенными сооружениями – меридиональными (Большого Хингана, Восточно-Буреинский и Сихотэ-Алинский) и широтными (Алдано-Становой, Северо-Буреинский).

Ход структурирования ОВ с современной сейсмогеодинамикой во многом определяет характер *коэволюционных* связей сложноорганизованной волновой тектоники. Существенное влияние на них оказывает высокая *неоднородность* этой области, насыщенной структурами и средами с резко отличными физическими свойствами, для которых характерны контрастные (градиентные) границы и поверхности раздела. В эволюционирующей структуре ОВ наиболее масштабные орогенные структуры формировались на самых контрастных границах раздела. Одна из них – граница Сибирского кратона с сохранившей относительную мобильность структурой ЦАПП. Она контролирует позицию широтного мезозойско-кайнозойского *Алдано-Станового орогена*. В основную часть поздне-мезозойского этапа этот ороген развивался в магматогенном режиме, а с позднего мела перешел в амагматичный режим. Второй такой границей является граница континента со структурами Японского моря и Татарского пролива, характеризующимися высокой подвижностью и сокращенной (по сравнению с континентом) мощностью коры. Эта граница контролирует позицию *Сихотэ-Алинского орогена* – новейшей окраинно-континентальной структуры, развивавшейся в магматогенном режиме с олигоцена до плиоцена.

Высокая *современная* активность взаимодействующих структур Трансазиатского и Тихоокеанского подвижных поясов выражена в наличии здесь одноименных *сейсмических* поясов. Иерархия структурного контроля сейсмичности представляется для ОВ в следующем виде: структуры ТАПП И ТОПП – градиентные зоны по границам крупных жестких (домезозойских) структур с более мобильными (до- и постмезозойскими) структурами – зоны сочленения новейших орогенов и рифтогенов – активные глубинные разломы. На земной поверхности в плейстоценовом поле каждого отдельного очага землетрясения сейсмодислокации формируются также в соответствии с внутренними неоднородностями этого поля. Иерархия их контроля выглядит здесь следующим образом: граница раздела «земля–воздух» – граница «вода–суша» – градиентные границы осадков рифтогенов с породами их фундамента – структуры локальных активных разломов – контрастные (положительные) морфоструктуры рельефа – прочие техногенные и природные неоднородности поверхности

(элементы положительного рельефа, железные и автомобильные дороги, нефте- и газопроводы, здания, сооружения и пр.).

- [1] Коковкин А.А. Волновая модель структурирования континентальной коры в кайнозое для области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов // Вестник ДВО РАН. 2006. № 3. С. 47–60.
- [2] Коковкин А.А. Геодинамическая модель кайнозойского этапа развития континентальной коры юга Дальнего Востока России и уран-полиэлементное рудообразование: Автореф. докт. дис. М: РИС ВИМС, 2007. 50 с. <http://vak.ed.gov.ru/announcements/geomin/573/>.

ЭВОЛЮЦИЯ РЕЛЬЕФА ВЕРШИННОГО ПОЯСА ГОР В КАЙНОЗОЕ РОССИЙСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

А.М. Короткий

*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН,
Владивосток, kam@tig.dvo.ru*

Выявление эволюции рельефа в вершинном поясе гор связано с решением некоторых геоморфологических и палеогеографических задач. Первая из них связана с поисками прямых следов, соответствующих определённому этапу развития рельефа. Вторая связана с изучением особенностей конформных и транзитных отложений, сохранившихся в вершинном поясе гор. Третья отвечает анализу коррелятных отложений, структура которых определяется морфологией водосборных бассейнов с резко расчленённым горным рельефом [3].

При изучении особенностей конформных и транзитных отложений в вершинном поясе гор наибольшее внимание обращается на элювиальные образования. Интерпретация кор выветривания в вершинном поясе гор Дальнего Востока основана на их корреляции с динамическим состоянием рельефа. Существуют две точки зрения. Согласно одной из них ступенчатое строение рельефа и выровненные поверхности в вершинном поясе гор объясняются чередованием эпох планации и поднятия горных стран [1–3, 5 и др.]. Другая группа исследователей соотносила образование выровненных поверхностей с надбазисными процессами [6]. Этот вопрос рассмотрен нами достаточно детально ранее [3, 4]. Коры выветривания широко распространены в разных морфотипах рельефа, в том числе и в вершинном поясе гор. Формирование кор выветривания и озерных отложений в пределах реликтов древних поверхностей выравнивания, которые установлены на абс. высоте около 1300 м, происходило в олигоцене [4]. Встреченные на водоразделе рек Венюковки и Кабаньей (абс. выс. 930 м) аллювиальные пески содержат диатомовые и спорово-пыльцевые комплексы, по данным Е.И. Царько и Т.И. Демидовой соответствующие среднему миоцену. Именно в раннем–среднем миоцене элювиеобразование в условиях усиливающейся контрастности рельефа, но теплого и влажного климата, вероятно, достигло своей максимальной интенсивности. Об этом свидетельствуют мощные разрезы кор выветривания (до 30–40 м), вскрытые на водоразделах под покровами верхнемиоценовых базальтов [3, 4].

Наиболее древняя из поверхностей выравнивания, предположительно олигоценового возраста, установлена практически на всей территории среднегорья Сихотэ-Алиня в интервале высот 1100–1400 м. Выравниванию рельефа вплоть до образования педиментов подвергся горный рельеф, сформировавшийся в палеогене на месте Сихотэ-Алинского свода и Восточно-Маньчжурского нагорья. О существовании резко расчленённого горного рельефа свидетельствует структура коррелятных отложений во внутригорных и межгорных впадинах [6]. В южной части Сихотэ-Алиня палеогеновые зоны осадконакопления известны в Майхинской депрессии, бухте Рудная, заливе Восток и на м. Поворотный. Грубообломочный

аллювий (валуны и гальки) на м. Теляковского (Шкотовская депрессия) в большом количестве содержит слабоокатанные быстроразрушающиеся обломки туфогенных песчаников коркинской свиты. Поэтому их присутствие в разрезе указывает на местный источник сноса и вынос горной рекой.

В грубообломочных палеогеновых отложениях залива Восток, ранее относимых к плиоцену [6], обильно встречаются валуны гранитов, которые приносились в зону аккумуляции с территории, расположенной в бассейнах рек Литовка и Душкина. Наклон аккумулятивной равнины составляет для м. Теляковского 0.0015–0.002 м/м, а в заливе Восток – 0.002–0.004 м/м, в то время как уклоны современных аллювиальных равнин на побережье Японского моря равны 0.0002–0.0004 м/м. Уклоны современных речных долин, сравнимые с уклонами древних равнин, в настоящее время наблюдаются, например, в бассейне р. Партизаской на удалении 40–50 км от береговой линии. Если принять форму продольного профиля палеогеновых и плиоценовых рек сходной с современной, то, следовательно, устья рек, дренировавших Сихотэ-Алинь, располагались южнее и юго-восточнее современной береговой линии на удалении 40–50 км. Сравнительный анализ руслового аллювия палеогена и современных рек позволяет восстановить высотные отметки аллювиальной равнины. В наиболее крупных речных долинах Южного Приморья зона с уклонами русла, равными 0.002–0.004 м/м, располагается на абсолютных высотах около 100–200 м. Поэтому можно считать, что абсолютная высота древней аккумулятивной равнины в пределах современного побережья Японского моря, видимо, превышала 250 м.

Контуры дочетвертичной речной сети в прибрежной зоне Сихотэ-Алиня отличались от современных. Толща палеогеновых валунников и галечников залива Восток является аллювием реки, бассейн которой охватывал современные водосборы рек Литовка и Душкина и более мелких рек. Это доказывается ориентировкой и конфигурацией водосборных бассейнов, большим сходством вещественного состава русловых отложений этих рек с древними галечниками залива Восток. Времени накопления галечников и валунников залива Восток соответствует резко расчлененный горный рельеф со значительными глубинами эрозионного вреза и крутонаклоненными речными долинами. Относительные высоты отрогов Сихотэ-Алиня в верховьях Палео-Литовки составляли 1300–1400 м, а абсолютные – около 1450–1550 м. Высоты хребтов, судя по структуре руслового аллювия, уменьшались в южном направлении до 500–600 м, а в современной полосе побережья были равны 250–300 м [6].

Интенсивность химического выветривания коренных пород на первом этапе палеогеновой аккумуляции была меньшей, чем к моменту завершения ее формирования. На это указывает как разнообразный вещественный состав с присутствием быстроразрушающихся алевролитов, порфиринов и кварцевых диоритов, так и характер контакта отложений с подстилающими породами, который представляет собой поверхность размыва, образованную свежими аргиллитами и алевролитами. Значительное выполаживание контакта в верхней части разреза галечников и подстилающих пород в заливе Восток указывает на то, что к концу эпохи осадконакопления на сопряженных с аккумулятивной равниной денудационных поверхностях происходило интенсивное выравнивание с формированием коры выветривания (мощностью 8–12 м).

[1] Ганешин Г.С. Геоморфология Приморья // Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1957. Т. 4. 135 с.

[2] Денисов Е.П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток: Дальневосточное кн. изд-во, 1965. 82 с.

[3] Короткий А.М. Палеогеоморфологический анализ рельефа и осадков горных стран (на примере Дальнего Востока). М.: Наука, 1983. 246 с.

[4] Короткий А.М. Поверхности выравнивания Сихотэ-Алиня – миф или реальность // Земная поверхность, ярусный рельеф и скорость рельефообразования. Иркутск: ИЗК СО РАН, ИГ СО РАН, 2007. С. 40–42.

[5] Никонова Р.И. Поверхности выравнивания в рельефе Южного Приморья. М.: Наука, 1966. 95 с.

[6] История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Юг Дальнего Востока / Г.И. Худяков, Е.П. Денисов, А.М. Короткий и др. М.: Наука, 1972. 423 с.

ВЛИЯНИЕ ИСХОДНОЙ ТОПОГРАФИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ОЦЕНКИ ЭРОЗИИ ПОЧВ

Ю.С. Кузнецова

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, kuznetsova_ju@mail.ru*

В моделировании эрозионных процессов часто требуется информация о геоморфологическом строении территории, в особенности данные о морфометрии склонов. Основным источником такого рода информации являются топографические карты и цифровые модели рельефа. В соответствии с доступными масштабами детальность и точность отображения рельефа сильно варьируются в зависимости от особенностей картографической генерализации. В данной работе модельная оценка темпов эрозии почв произведена для набора склонов в пределах малого водосбора, выбор которого обусловлен доступностью серии разномасштабных топографических карт, что позволяет оценить точность результатов в зависимости от детальности использованных морфометрических данных. В целях независимой проверки результаты моделирования были сопоставлены с оценкой смыва почвенно-морфологическим методом, который путем сравнения мощностей почвенных горизонтов вдоль склона позволяет получить реальные потери почв за весь период землепользования.

Грачева Лощина – малый водосбор общей площадью 1.98 км², расположенный в 20 км на юго-юго-восток от г. Курска, принадлежит экспериментальной станции РНИИ сельского хозяйства и защиты почв от эрозии. Для оценки темпов эрозии почв в разных масштабах использована эмпирико-математическая модель, основанная на универсальном уравнении эрозии почв [1–4]. В общем виде модель позволяет оценивать темпы эрозии почв в соответствии с геоморфологической структурой, местными особенностями почвенного покрова, осадков и характера землепользования. Фактор рельефа описывается длиной и крутизной склонов вдоль линий тока.

Темпы эрозии почв оценивались в трех масштабах (детальная тахеометрическая съемка местности, 1:10000 и 1:100000) для пяти севооборотов. В дополнение к методологическим вопросам, данный подход отображает реальные временные изменения темпов эрозии почв за XX век. Моделирование проводилось для трех основных склонов водосбора Грачевой Лощины. В 1980-х гг. на одном из них была заложена система лесополос для защиты почв от эрозии. В связи с этим темпы процесса на данном склоне оценивались для двух вариантов геоморфологических условий – с учетом и без учета лесополос и валов-террас, режущих линии тока. В результате было получено два стандартных вида выходных данных: средние темпы смыва и распределение интенсивности эрозии почв внутри склонов вдоль линий тока.

Средние темпы смыва, рассчитанные для каждого склона, сильно варьируются в зависимости от особенностей севооборота. Наиболее интенсивная эрозия почв наблюдалась в период 1920–1980-х гг., когда доля пара и пропашных культур (наиболее эрозионно опасные обстановки) достигала 40–50 % севооборота.

Кроме того, наблюдаются значительные различия в результатах моделирования в зависимости от масштаба топографической карты, использованной для получения входных данных о рельефе. При переходе от масштаба тахеометрической съемки к карте 1:10000 качество отображения рельефа склонов ухудшается, но несущественно. В связи с этим рассчитанные величины интенсивности смыва занижаются незначительно (до 6 %). С дальнейшим уменьшением масштаба до 1:100000 происходит заметное снижение качества отображения рельефа склонов. Однако падение точности расчетных оценок темпов эрозии почв при этом переходе неравнозначно для разных склонов. Так, наличие антропогенного микрорельефа, выраженного только в масштабе тахеометрической съемки, приводит к резкому падению точности моделирования и снижению темпов смыва на 20–50 %. На относительно простых склонах, несмотря на систематическое занижение абсолютных отметок поверхности, общий перепад высот и изменение уклонов отражаются верно. Благодаря этому амплитуда рассчитанных темпов эрозии почв незначительна, варьируется в пределах 1–3 % и может быть

расценена как допустимая погрешность метода. Это позволяет предполагать возможность прямого использования топографических карт масштаба 1:10000 и 1:100000 в моделировании темпов эрозии почв на относительно простых склонах.

Для оценки внутрисклонового распределения темпов смыва и их вариабельности при расчете с использованием морфометрических данных различной детальности была создана серия блок-диаграмм с картами расчетной интенсивности эрозии почв. В целом эти данные подтверждают общие закономерности, полученные при анализе средних темпов смыва. Кроме того, на отдельных участках наблюдается локальное увеличение интенсивности эрозии почв в масштабе 1:10000 по сравнению с картами масштаба тахеометрической съемки. Это явление связано с пологоволнистым характером продольного профиля, «скрадыванием» этой особенности в масштабе 1:10000 и появлением участков с искусственно завышенной крутизной склона.

Сопоставление результатов моделирования с оценкой смыва почвенно-морфологическим методом показывает адекватность относительного распределения значений внутри- и межсклоновых темпов смыва, однако модельные величины в целом завышены. Это связано с рядом достоинств и недостатков обоих методов. С одной стороны, в модели не учитывается внутрисклоновое переотложение материала, что вызывает искусственный рост интенсивности смыва. С другой стороны, из-за естественного увеличения мощности почвенных горизонтов вниз по склону оценка темпов эрозии почвенно-морфологическим методом влияет на занижение результатов. В целом наблюдается снижение различий между результатами разных методов при переходе на более мелкий масштаб, что отражает своеобразный «баланс» между завышением темпов эрозии почв из-за недоучета внутрисклоновой аккумуляции и их снижением в связи с падением детальности отображения рельефа, искусственным выполаживанием и упрощением склонов.

Очевидно, что эффект масштаба топографических карт, используемых для оценки темпов эрозионных процессов, необходимо учитывать при анализе результатов моделирования. В некоторых случаях погрешности, связанные с недостаточной детальностью отображения рельефа, могут достигать половины значения смыва почв и заметно превышать вариабельность интенсивности процесса, обусловленную сменой характера землепользования. Сопоставление модельных данных с оценкой темпов смыва почвенно-морфологическим методом позволяет выявить достоинства и недостатки обоих подходов и отражает необходимость использования различных независимых методов для определения интенсивности эрозии почв.

- [1] Wishmeier W.H., Smith D.D. Predicting rainfall erosion losses from cropland east of the rocky mountains // ARS-USDA in cooperation with Purdue University, Purdue Agric. Exp. Sta. Handbook, 1965. Vol. 282. P. 15.
- [2] Renard K.G., Meyer L.D., Meyer G.R. Predicting soil erosion by water — a guide to conservation planning with revised universal soil loss equation (RUSLE). Washington, USDA, ARS, 1994. 122 p.
- [3] Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. М.: Изд-во МГУ, 1993. 200 с.
- [4] Bobrovitskaya N.N. Erosion and sediment yield in the former USSR // Modelling erosion, sediment transport and sediment yield / Ed. W. Summer, D.E. Walling. IHP-VI Technical Documents in Hydrology, 2002. No 60. P. 31–45.

МОРФОСТРУКТУРЫ ВОСТОКА ЕВРАЗИИ: ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ И СОВРЕМЕННЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО- ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

А.П. Кулаков

*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН,
Владивосток, kulakov@tig.dvo.ru*

Морфоструктурный план востока Евразии формировался с докембрия по кайнозой включительно [14]. Ведущими мегаморфоструктурами, определяющими основные черты современного геоморфологического облика региона, являются сводовые поднятия континента (Амурское, Алданское и др.), до 1.5–2.0 тыс. км в диаметре, и серия морских геодепрессий, сопредельных с материком (Арктическая, Берингская, Охотская, Япономорская и др.) и ряд впадин в его пределах (Бохайвань, Сунляо, Саньцзян, Средне-Амурская, Ханкайская и др.)

Сводовые поднятия существуют с докембрия [14], а в мезозое и кайнозое они испытывали тектоническое воздымание, обусловленное внедрением гранитоидов и изостатическим «всплыванием» блоков верхней части разреза земной коры [12], что обеспечивало длительное сохранение и подновление горного рельефа в их пределах. В то же время морские и континентальные геодепрессии в мезозое и кайнозое развивались в режиме тектонического погружения [3, 8 и др.], причем было установлено [14], что они являются наиболее активными элементами морфоструктурного плана востока Азии. В мезозое началось также формирование Восточно-Азиатского окраинно-материкового вулканического пояса [5 и др.], которое продолжалось в кайнозое.

Все эти мегаморфоструктуры (геодепрессии и вулканический пояс) формировались, очевидно, в условиях растяжения земной коры, которые охватывали огромные территории (район Северного Ледовитого океана, мегавпадину Тихого океана, северную и восточную окраины континента и местами сам континент). Этот палеоморфотектонический феномен, учитывая его масштабы и длительность существования, можно рассматривать как геологическое явление глобального ранга, обусловленное, по-видимому, глобальными причинами, которое лучше всего объясняется с позиций концепции расширяющейся Земли. Эта концепция в последние годы приобрела довольно много сторонников в России и за рубежом [1, 9, 11, 15, 16 и др.].

Упомянутые мегаморфоструктуры (своды и геодепрессии) являются геодинамически активными в настоящее время и инициируют развитие ряда современных геолого-геоморфологических процессов, влияющих на состояние природной среды и условия жизни населения. Наиболее мощными и наиболее опасными из них являются землетрясения. Н.А. Флоренсов и В.П. Солоненко в 1950–1970-х годах впервые провели палеосейсмогеологические исследования в Байкальской рифтовой зоне и по трассе БАМ, что позволило им составить принципиально новые карты сейсмического районирования территории и решить ряд важных проблем сейсмологического анализа [10, 13 и др.]. В последующие годы аналогичные работы были проведены их учениками и последователями в других регионах Сибири и Дальнего Востока и составлены новые карты сейсмического районирования, значительно более обоснованные по сравнению с существовавшими ранее [2, 6, 7 и др.].

Сопоставление материалов морфоструктурных и палеосейсмогеологических исследований позволило выявить определенные морфоструктуры, морфоструктурные зоны и районы повышенной сейсмической активности [6], которые должны быть детально изучены в ближайшие годы, тем более что в их пределах часто располагаются населенные пункты и различные народно-хозяйственные объекты.

Из других современных геолого-геоморфологических процессов, обусловленных геодинамикой мегаморфоструктур, выделяются два: 1) разрушение и тектоническое погружение окраин материковой суши под уровень морских вод, что объясняется интенсивным тектоническим погружением морских геодепрессий, сопредельных с континентом, которые вовлекают окраины материка в процесс тектонического погружения; 2) формирование

разнообразных аккумулятивных форм рельефа на берегах материка за счет выноса реками в море больших объемов обломочного материала. Процесс обусловлен существованием горного рельефа и достаточно крупных рек на побережье материка. Для Дальнего Востока России такие условия характерны для материковых берегов Берингова, Охотского, в меньшей степени Японского моря.

Поскольку впадины земной коры являются наиболее активными элементами морфоструктурного плана востока Евразии [4, 14], в ближайшем геологическом будущем следует ожидать дальнейшего тектонического погружения геодепрессий и, как следствие, дальнейшего разрушения окраин материковой суши, возможно еще более интенсивного, чем в настоящее время.

Таким образом, морфоструктурные исследования (морфоструктурный анализ) являются действенным инструментом для выявления и изучения ряда неблагоприятных и опасных для человека современных геолого-геоморфологических процессов, обусловленных активностью региональных морфоструктур земной коры.

- [1] Барсуков В.Л., Урусов В.С. Фазовые превращения в мантии и расширение Земли // Природа. 1983. № 5. С. 16–25.
- [2] Важенин Б.П. Принципы, методы и результаты палеосейсмогеологических исследований на северо-востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. 205 с.
- [3] Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1992. Ч. I. 176 с. Ч. II. 241 с.
- [4] Золотов М.Г. Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приамурья // Тектоника востока советской Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 3–33.
- [5] Красный Л.И. Восточно-Азиатский вулканогенный пояс и его звенья // Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1966. С. 421–423.
- [6] Кулаков А.П., Мясников Е.А. Восточная окраина Азии: региональные морфоструктуры и сейсмическая опасность // Вестник ДВО РАН. 2006. № 3. С. 61–75.
- [7] Олейников А.В., Олейников Н.А. Геологические признаки сейсмичности и палеосейсмогеология Южного Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2001. 184 с.
- [8] Погребницкий Ю.Е. Северный Ледовитый океан // Тектоника континентов и океанов (Объяснительная записка к тектонической карте Мира). М.: Наука, 1988. С. 159–165.
- [9] Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 252 с.
- [10] Солоненко В.П. Землетрясения и рельеф // Геоморфология. 1973. № 4. С. 3–13.
- [11] Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 240 с.
- [12] Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Евразии. Иркутск, 2002. 494 с.
- [13] Флоренсов Н.А. Некоторые геоморфологические критерии палеосейсмогеологии // Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. С. 202–226.
- [14] Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 255 с.
- [15] The Expanding Earth Symposium / Carey S.W. (Ed.) Sydney, Australia, 1981. 424 p.
- [16] Why expanding Earth? / Scalera G. and Jacob K.H. (Eds.). Roma, 2003. 465 p.

СКОРОСТЬ БИОГЕННОГО РЕЛЬЕФОБРАЗОВАНИЯ ЮЖНЫХ РАВНИН ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ГОЛОЦЕНЕ

С.И. Ларин

*Тюменский государственный университет,
Тюмень, lsi@utmn.ru*

Биогенное рельефообразование представляет собой совокупность форм земной поверхности, образовавшихся вследствие жизнедеятельности разнообразных организмов. Работами С.И. Большова [1, 2] и ряда других исследователей установлено, что биота воздействует на рельеф земной поверхности как непосредственно (биота – агент

рельефообразования), так и опосредованно (косвенное воздействие; биота – условие рельефообразования), изменяя скорости абиогенных геоморфологических процессов, вплоть до их блокирования или, напротив, инициирования. Принято различать фитогенные и зоогенные формы рельефа, созданные соответственно за счет жизнедеятельности растений либо животных.

На юге Западной Сибири одним из ведущих процессов современного рельефообразования является озерно-болотный морфолитогенез, проявляющийся, прежде всего, в фитогенном осадконакоплении и рельефообразовании. Существенную роль играет также органогенное осадконакопление в озерных котловинах разного генезиса. Оно является одновременно и фактором преобразования рельефа, поскольку в процессе накопления органического вещества изменяются и абсолютные отметки (глубины) поверхности, приводящие в конечном итоге к заполнению впадин и их выравниванию. Распространены также фитогенные (тростниковые, камышово-тростниковые и осоковые) берега озер и сплавины. На участках подтопления или активного антропогенного воздействия широкое развитие получают кочки фитогенного генезиса. Определенную роль играют речные заломы и ветровал. От скорости и интенсивности проявления всего комплекса этих процессов зависит современный ландшафтно-геоморфологический облик указанной территории.

Наиболее заметным фактором рельефообразования выступает болотный морфогенез. По данным [3, 4] средняя заболоченность лесостепи не более 7 %, в Барабинской низменности заболоченность достигает от 25 % до 35 %, изредка снижаясь до 10 %. В подтайге Барабинской низменности болота глубиной до 4.0 м имеют атлантический (6070 ± 90 лет), до 3.0 м – суббореальный (2610 ± 70 лет), до 2.0 м – субатлантический возраст. В лесостепной зоне этой территории интенсивное заболачивание также началось во второй половине голоцена. Займища, глубина которых не более 2.0 м, имеют субатлантический возраст. Трансформация займищ в рямы датируется раннесуббореальным временем или началом субатлантического времени. Радиоуглеродные даты, полученные нами из основания верховых торфяников Ишимской равнины, показали, что начало формирования большей части из них также относится к поздней атлантике-субатлантике. Для выявления количественной зависимости скорости прироста торфа от абсолютного возраста был обработан массив полученных нами радиоуглеродных дат торфа и погребенной древесины из серии торфяников подтаежной и лесостепной зоны Ишимской равнины, а также данных, полученных по Барабинской низменности [5, 6]. Определялась линейная, логарифмическая, экспоненциальная, полиномиальная и степенная зависимость. Линейное уравнение связи имеет вид $Y=9.6657x+276.51$ ($R^2=0.8122$). Зависимость абсолютного возраста торфа от глубины в верховых торфяниках Ишимской равнины (без учета погребенной древесины) выражена в виде линейного уравнения $Y=10.5x+378.57$ при $R^2=0.8169$. Линейная зависимость абсолютного возраста торфа от глубины, рассчитанная нами для Барабинской лесостепи по стандартному торфяному разрезу болота Гладкое на основании опубликованных данных [5, 6], представлена уравнением $Y=15.264x+192.98$ ($R^2=0.9941$). Если рассматривать отдельно взятые разрезы для разных районов подтаежной и лесостепной зон Западной Сибири, то уравнения связи абсолютного возраста торфа и погребенной древесины от глубины показывают еще большую тесноту. Важным показателем, отражающим изменение природных условий на протяжении торфонакопления, является скорость линейного прироста торфа. Рассчитанные нами по результатам более 80 радиоуглеродных датировок нижних и верхних границ слоев торфяных отложений рямов средние показатели вертикальной скорости прироста торфа составляют для подтаежной зоны Ишимской равнины 1.0 мм/год (SA), 0.8 мм/год (SB) и 3.2 мм/год для позднеатлантического периода голоцена. Для лесостепной зоны этот показатель составляет 0.8 мм/год как для суббореального, так и для субатлантического периода голоцена. Полученные данные лишь отчасти совпадают с выводами других исследователей [4] по Барабе для суббореала-субатлантики. В то же время значения линейной скорости торфонакопления в рямках Ишимской равнины для поздней атлантики в нашем случае заметно выше, чем для Барабы. Средняя скорость накопления торфа в займищах лесостепи на протяжении голоцена не превышала 0.8 мм/год [4, 7]. Эти данные совпадают с нашими расчетными данными по рямкам. Горизонтальное распространение болот в подтайге и особенно в лесостепи выражено незначительно. Оценка скорости озерной седиментации на основании крайне немногочисленных радиоуглеродных датировок из донных отложений озер Зауралья и Барабинской низменности [8–10] показала, что скорость озерной седиментации

рассматриваемой территории в голоцене составляет порядка 0.37–0.43 мм/год. Зоогенное рельефообразование представлено в основном деятельностью землероев, муравьев и пастьбой животных. Деятельность землероев является важнейшим фактором биологического выветривания и прежде всего биомеханического воздействия. Активным фактором этого воздействия выступает переработка грунтов червями. При этом ходы червей, а также корней растений способствуют не только изменению крупности частиц в поверхностном слое, но и переводу части поверхностного стока воды в подземный, во многом определяя режим аэрации и увлажнения почв, а нередко активизируют суффозионные процессы. А.А. Соколов [11], изучавший роль дождевых червей в различных почвах Северо-Западного Алтая, указывает, что количество почвы, перерабатываемое только одним экземпляром червя (*Eusemia*) за теплый период года, равняется 250–450 г. Среднее количество этих червей – от 50 до 70 экземпляров на 1 м². Толща почвы в 20 см вся проходит через этих червей за 11–13 лет, а метровая толща – за 60–70 лет [12]. Наиболее активным фактором формирования рельефа является антропогенное (техногенное) воздействие, имеющее широкий спектр различных видов и форм. Часть из них имеет реликтовый характер (курганы) либо сформировалась в последние десятилетия.

Работа выполнена по гранту РФФИ № 04-05-65200.

- [1] Большов С.И. Биогенное рельефообразование на суше: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 2003. 41 с.
- [2] Большов С.И. Современное биогенное рельефообразование на суше // Рельефообразующие процессы: Теория, практика, методы исследования. Новосибирск, 2004. С. 48-49.
- [3] Западная Сибирь (Серия «Природные условия и естественные ресурсы СССР»). М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 230–246.
- [4] Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А., Березина Н.А., Инишева Л.И., Курнишкова Т.В., Слуга З.А., Толпышева Т.Ю., Шведчикова Н.К. Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение / Под ред. В.Б. Куваева. Тула: Гриф и К⁰, 2001. 584 с.
- [5] Фирсов Л.В., Волкова В.С., Левина Т.П., Николаева И.В., Орлова Л.А., Паньчев В.А., Волков И.А. Стратиграфия, геохронология и стандартная спорово-пыльцевая диаграмма голоценового торфяника болото Гладкое в Новосибирске (Правые Чемы) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. К XI конгрессу INQUA в СССР. Новосибирск: Наука, 1982. С. 96–107.
- [6] Орлова Л.А. Голоцен Барабы (стратиграфия и радиоуглеродная хронология). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. 128 с.
- [7] Лисс О.Л., Березина Н.А. Болота Западной Сибири. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. 204 с.
- [8] Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
- [9] Пульсирующее озеро Чаны. Л.: Наука, 1982. 304 с.
- [10] История озер севера Азии (Серия: История озер). СПб.: Наука, 1995. 288 с.
- [11] Соколов А.А. К вопросу о роли дождевых червей в образовании почв Северо-Западного Алтая. Тр. Ин-та почвоведения АН Казахской ССР, Т. II. 1953. С. 89–93.
- [12] Шенников А.П. Введение в геоботанику. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. С. 281–283.

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ АСПЕКТЫ УСТОЙЧИВОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ (ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ И МЕТОДОЛОГИИ)

Е.А. Мясников

*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН,
Владивосток, nevsky@tig.dvo.ru*

Проблемы устойчивого развития территории (ландшафта как геосистемы) многообразны, но основное внимание традиционно уделяется экономико-географическим и экологическим аспектам. Однако для их успешного решения немаловажен также анализ и синтез данных о геолого-геоморфологических системах (ГГС) как базовых подсистем

ландшафта. При этом мы считаем, что наиболее эффективно их проводить на морфоструктурной основе, когда основным методологическим стержнем выступает принцип геолого-геоморфологической конформности.

Морфоструктурные исследования давно вошли в практику прогнозно-поисковых оценок минерально-сырьевых ресурсов (МСР), а в последнее время – оценок геодинамических опасностей в геоэкологических целях. Что касается морфоструктурных факторов устойчивого развития территории, то, по мнению автора, для соответствующих оценок необходим комплекс показателей, подтверждающий, с одной стороны, достаточное количество и качество невозобновляемых земельных ресурсов (ЗР) и МСР, а с другой – благоприятных и безопасных эколого-геоморфологических (геодинамических) условий их освоения на определенный (большой) промежуток времени. В отношении же возобновляемых ресурсов ГГС выступают как одно из важных условий их полного восстановления.

В любом случае основными геолого-геоморфологическими (морфоструктурными) факторами устойчивого развития территории выступают: ресурсоемкость, уязвимость, геодинамика ГГС (тенденция геодинамического развития МС). Ресурсоемкость ГГС должна рассматриваться в морфогенетическом аспекте, когда МСР являются одними из составляющих конформных комплексов морфоструктур. При этом важное значение имеет прикладная (инженерно-геоморфологическая и эколого-геоморфологическая) совместимость эксплуатации различных видов МСР между собой и в комплексе с ЗР. Уязвимость ГГС определяется современной (статической) степенью сложности и нарушенности структурно-вещественных комплексов, а также тектонических и геоморфологических форм ГГС. Геодинамика ГГС включает эндодинамическую, экзодинамическую и технодинамическую составляющие за определенный временной период, цикл, стадию и т.д.

Анализ и синтез указанных факторов можно осуществлять разными способами, например с использованием матричной системы сопоставления показателей.

Было установлено, что чем выше ранг ГГС, тем большее значение имеют эндогенные составляющие, меньшее – экзогенные и еще меньшее – техногенные и наоборот. Поэтому при мелкомасштабных исследованиях устойчивого развития (например территории С-В Азии) основной упор делается на общий анализ и оценку эндодинамической опасности (землетрясения и современный вулканизм) при освоении большого комплекса МСР. В процессе среднемасштабных исследований отдельных регионов (Дальний Восток и др.) производится анализ и синтез конкретных видов МСР и ЗР, а также комплекса эндодинамических, экзодинамических (реже технодинамических) опасностей при соответствующих региону видах и типах природо- и землепользования. При крупномасштабных исследованиях (урбанизированные и другие территории) основной упор делается на локальные особенности МСР и ЗР, а также на специфические экзо- и технодинамические процессы и явления.

Принципиальную схему проведения морфоструктурных (геолого-геоморфологических) исследований в целях оценки устойчивого развития территории можно разделить на этапы: I – функциональное зонирование и районирование ГГС; II – оценка ресурсоемкости и уязвимости ГГС и составление соответствующих отраслевых и комплексных территориальных кадастров МСР и ЗР; III – оценка геодинамики ГГС и составление кадастров опасных геолого-геоморфологических процессов и явлений (это принципиально новый вид кадастров, такие пока вообще не создаются), а также моделей геодинамических рисков; IV – оценка устойчивости ГГС к различным видам природо- и землепользования на различные периоды времени, составление соответствующих схем районирования и управления устойчивым развитием территории на морфоструктурной основе, а также «сценариев» его возможного развития и реагирования. Кроме того, необходимо изучение «приемлемых» рисков, но самое главное – все оценки устойчивого развития территорий на морфоструктурной основе должны проводиться еще на стадии «замысла», т.е. до возникновения возможных опасных событий, а не наоборот.

ГЛЯЦИАЛЬНЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ В ЗОНЕ ОСУШКИ ВОДОХРАНИЛИЩ

Н.Н. Назаров

Пермский государственный университет, Пермь

Как показали наблюдения за формированием рельефа прибрежных отмелей камских водохранилищ в период сезонной (март–апрель) осушки, активное участие в этом принимают гляциальные процессы. С момента осадения льда на береговой склон и до подъема уровней до нормальных летних отметок в «работу» включается особый комплекс деструктивных и конструктивных процессов, ни до, ни после наступления периода осушки не участвующих в морфолитогенезе прибрежной части ложа водоема.

Особая роль в формировании микро- и нанорельефа обсохшей поверхности отмели принадлежит процессам, связанным с криогенным изменением физических свойств горных пород. Промерзание их верхнего слоя в результате контакта с осевшим льдом в период с ноября по апрель достигает глубины 0.5–1.0 м, что приводит к сохранению мерзлых грунтов в течение нескольких недель уже после освобождения зоны осушки от ледового покрова.

Наиболее четко геоморфологический эффект криогенного воздействия массы «мертвого» льда на поверхность осушенной отмели проявляется при существовании чехла песчано-алевритовых наносов небольшой мощности – до 0.8–1.0 м. При наличии под рыхлыми отложениями крупных обломков скальных пород, которыми часто изобилуют коренные отложения и базальные горизонты надпойменных террас, с наступлением периода положительных среднесуточных температур над ними начинают «расти» бугорки, которые к моменту очередного затопления отмели достигают высоты 0.15–0.20 м и 0.3–0.5 м в поперечнике. Причиной подобного осложнения микрорельефа является неравномерная усадка поверхности осушки, что связано с существенными различиями в теплоемкости крупнообломочного материала и перекрывающих его наносов.

Весеннее деструктивное воздействие льда на прибрежную отмель наиболее активно развивается в годы с высоким уровнем водной поверхности в период осенне-зимнего ледообразования. Разрушительный эффект от воздействия льдин в результате их сползания с крутосклонных участков отмелей (обычно у приглубых берегов) при исчезновении целостного ледового покрова в подножье может на порядок превосходить подобные последствия, происходящие в годы с низким уровнем водной поверхности в период ледостава. В последнем случае или мощность льда в зоне осушки будет незначительной, или льдины весной будут находиться лишь в самой нижней части свала глубин, что заметно снижает их способность к разрушению склона. Глубина ледового выпаживания прибрежных отмелей может достигать 0.3–0.4 м при ширине ложбин 5–7 м.

Противоположный по направленности и обычно проявляющийся только в момент подъема уровня воды – процесс перемещения наносов в верхнюю часть отмели. Происходит это в результате ветрового надвига плавающих льдин на берег со стороны водоема. В отдельные годы слой наносов в несколько десятков сантиметров, копившихся десятилетиями в аккумулятивной части отмели, может одномоментно быть сдвинутым выше по склону.

Особые формы микрорельефа образуются после таяния «мертвого» льда, которому обычно предшествует период активной деятельности талых и грунтовых вод. Поступая с расположенных выше по склону участков берега в виде ручьев или распластанного по всей поверхности склона (уступа) тонкого слоя снеговой воды, эти потоки выносят на лед большое количество минерального вещества в виде разжиженной глинистой массы. Площадь подобных образований в прибрежной зоне камских водоемов при толщине слоя наносов до 0.5 м в годы с благоприятными метеорологическими условиями может достигать нескольких сотен и даже тысяч квадратных метров. На периферии натечных тел их средняя толщина обычно составляет 0.1–0.2 м. При окончательном стаивании льда скопившиеся на нем массы наносов превращаются в бугристо-ячеистые микроформы, по своему составу обычно отличающиеся от подстилающих их отложений подводного берегового склона.

Влияние «мертвого» льда на морфолитогенез зоны осушки не ограничивается лишь эффективностью и своеобразием формирования аккумулятивных образований на ее

поверхности. В годы с мощным ледниковым покровом при интенсивном весеннем снеготаянии происходят размывы поверхности осушки подледными потоками талых вод. Ручьи попадают под лед обычно через трещины, которые образуются зимой при хрупких деформациях и нарушениях целостности льда. Мерзлый характер отложений, в которых формируются промоины, и «закрытость» от воздействия сопутствующих эрозии процессов особым образом моделируют их морфологический облик. Борта промоин, как правило, представляют собой вертикальные уступы. При своем заложении русла временных водотоков, находясь подо льдом, лишаются возможности изменять свое направление в соответствии с изменением уклона поверхности. Осуществляя эрозионную работу, потоки талых вод прорезают вдольбереговые валы. В результате формы подледных русел в плане по сравнению с промоинами, образующимися вне ледовой зоны, более прямолинейны. Для временных водотоков, пересекающих зону осушки без ледового покрытия, валы на большей части их протяженности являются непреодолимой преградой и поэтому русла обычно имеют вид ломаной линии.

Исследования показали, что масштабы воздействий гляциальных процессов на рельеф зоны осушки в отдельные годы довольно значительны и от их активности зависит абразионный потенциал каждого конкретного участка берега. Результирующий эффект гляциального морфолитогеоза необходимо учитывать при прогнозах береговых разрушений и проектировании защитных инженерных сооружений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 09–05–714).

КОНВЕРГЕНТНОСТЬ ЛИНЕЙНЫХ УГЛУБЛЕНИЙ РЕЛЬЕФА

Н.Н. Назаров

Пермский государственный университет, Пермь

Тема геоморфологической конвергенции – внешнего сходства форм земной поверхности при разном генезисе – в последнее время вновь обратила на себя внимание, обнажив целый ряд проблем, стоящих сегодня перед теоретической геоморфологией [6]. К их числу относится отсутствие методологии определения и изучения конвергенции, временные аспекты этого явления и др.

Кроме теоретической направленности решение данных проблем имеет и большое практическое значение. Идентификация современных форм рельефа, соответствующая фактической природе их образования, служит «ключом» к пониманию причинно-следственных связей действия рельефообразующих процессов. Ошибки при установлении видов (типов) объектов, основанном лишь на морфологических особенностях, часто делают невозможным выявление истинных источников их развития. Наиболее негативные результаты подобных несоответствий возникают в случаях образования форм, осложняющих деятельность человека или увеличивающих риск возникновения неконтролируемых ситуаций. Неадекватная ответная реакция по противодействию геоморфологическим процессам, фактически не участвующим в инициации напряженности, не только приводит к бесполезным финансовым и материальным затратам, но часто провоцирует усиление дестабилизирующих процессов.

Наиболее актуально изучение явления конвергенции для линейных углублений рельефа (ЛУР), встречающихся на Земле практически повсеместно и потому из-за своих масштабов оказывающих влияние на самые различные стороны жизни человека. Образующие неровности земной поверхности, подобные формы обычно являются геоморфосистемами с особым типом растительности, характером и режимом увлажнения, составом грунтов, направленностью ведущего и моделирующих геодинамических процессов и т.д., что выделяет их среди смежных геосистем. Наличие или, напротив, отсутствие ЛУР часто является определяющим фактором-условием целевого использования территории геоморфосистем

высокого ранга (морфологических ландшафтов) для различных направлений деятельности человека.

Малые ущелья как пример морфологической конвергенции ЛУР подробно рассмотрел в своей монографии Г.Ф. Уфимцев [6]. Автор проанализировал генетическое разнообразие щелевидных форм с узкими днищами и субвертикальными скальными стенами. Наиболее характерным примером подобных образований являются кляммы – ущелья в приледниковых зонах альпийского рельефа (Прибайкалье, Швейцарские Альпы, Кавказ, Горный Алтай). Такие формы, обычно врезанные в днища более широких долин, по мнению исследователя, образуются при быстром таянии ледников и массовых сбросах талых вод, насыщенных влекомым и взвешенным каменным материалом, играющим роль абразивной присадки. Кляммам приледниковых районов близки по облику узкие проходы в наружном карсте. Приводятся примеры глубоких щелей с днищами, заваленными глыбовым материалом (Куба, Апеннины). Похожи на них и прощелины – узкие и по преимуществу денудационные проходы в аридных горах (Египет, Иордания, Центральная Австралия). На бортах подобных ущелий наблюдаются все стадии их формирования – от заложения раскрытой и постепенно расширяющейся благодаря температурному выветриванию (шелушению) трещины до узкого ущелья с вертикальными или нависающими стенками. Транспортировка продуктов выветривания в них осуществляется с помощью эоловых процессов.

Как показывают результаты исследований российских и зарубежных геоморфологов (геологов, географов), примеры конвергентности ЛУР широко распространены на равнинных, предгорных и горных территориях в пределах практически всех природных поясов. На склонах крутизной, превышающей 10–15°, встречаются четко выраженные V-образные выемки глубиной от первых до нескольких десятков метров. По сравнению с высотой склонов вершины данных форм, как правило, находятся на относительно небольшом удалении от бровки, а продольный профиль близок профилю склона. К данной группе ЛУР относятся береговые овраги, развивающиеся в породах, достаточно устойчивых к эрозии. Врезы образуются в результате воздействия временных водотоков на коренные склоны речных долин, морских побережий и на другие крутосклонные элементы природных (карстовые рвы, котловины, воронки и др.) и антропогенных (котлованы, карьеры, каналы и др.) форм рельефа.

Близкими к ним морфологически, но развивающимися без участия временных водотоков на стадии формирования являются V-образные ложбины, рвы и рытвины, образование которых происходит в результате выветривания – сложного комплексного процесса, включающего разрушение и разложение исходных горных пород, частичный вынос и перераспределение минеральных (химических) компонентов, обуславливающих возникновение зон выщелачивания и вымывания, синтез новых минералов и горных пород, формирующих элювий. Атмосферное воздействие на обнаженные горные породы, лишенные почвенного покрова, в результате циклических набуханий и усадок, промерзаний и оттаиваний обычно приводит к образованию вертикальных трещин шириной до нескольких сантиметров. Трещины выветривания, развивающиеся часто по трещинам и ослабленным зонам тектонического происхождения, постепенно углубляясь и расширяясь, образуют линейные формы, по своим размерам не уступающие овражным. Например, на территории бывшего СССР подобные образования в настоящее время фиксируются от Молдавии на западе [5] до Камчатки на востоке. Необходимо отметить, что расклинивающее действие льда, а также объемно-градиентные напряжения, возникающие при замерзании и нагревании, участвуют в моделировке практически всех типов ЛУР, включая овраги.

Следующими представителями ряда конвергентных образований ЛУР являются вытянутые вдоль склона выемки, образующиеся в результате развития оползней течения каплевидной или глетчеровидной формы. Оплывины, сплывы и грязевые потоки образуются на высоких склонах, стенках срыва и уступах блоков древних и современных оползней сложного смещения, уступах цокольных террас и т.д., а также на склонах карьеров и насыпей. Формируются они чаще всего в глинистых породах (делювиальных и аллювиальных суглинках), оползневых накоплениях, в техногенных насыпных грунтах в условиях значительного локального обводнения подземными и, в меньшей степени, поверхностными водами. При последующей экзогенной моделировке подобного образования наибольшей морфологической коррекции подвергается его центральная, наиболее глубокая и увлажненная, часть днища. В результате после нескольких циклов (периодов, сезонов) увлажнения –

высыхания, замерзания – оттаивания и удаления материала за пределы выемки ее поперечный профиль из U-образного постепенно начинает приближаться к V-образному, а форма все больше начинает походить на овраг или рытвину выветривания.

Оползневые выемки и овраги морфологически близки криогенные (посткриогенные) виды ЛУР. В результате морозобойного трещинообразования и последующего заполнения трещин грунтовым материалом или льдом, расширения трещин, вытаивания льда происходит образование клиновидных форм. Расширяясь в результате термического воздействия на мерзлые грунты, поперечный профиль таких ЛУР становится V- или U-образным в зависимости от характера и активности моделирующих процессов. К последним относятся главным образом нивальные процессы. Во время летнего таяния снежников переувлажнение слоя грунта, контактирующего со снегом, приводит к его оплыванию и постепенному перемещению минерального субстрата вниз по склону и далее в направлении устья. Ложбин от стока талых вод в нижнем конце снежника, как правило, не наблюдается, что исключает здесь действие эрозии [2]. Поскольку самое продолжительное и наибольшее скопление снега бывает приурочено к вершине кулуара, ее форма часто становится циркообразной или грушевидной.

Вдоль уступов речных, морских и озерных террас в результате протаивания ледяных жил на всю их высоту глубина клиновидных выемок (цирков, щелей, ложбин и др.) может достигать 5–10 м и даже более. Развиваясь по полигональным (мерзлым) грунтам, ЛУР здесь часто образуют зубчатый рисунок, напоминающий чередование коротких оврагов. Полемизируя со сторонниками эрозионного происхождения подобных форм в перигляциальной климато-геоморфологической зоне (ландшафтные зоны тундры и лесотундры) относительно развития здесь оврагов, В.И. Мозжерин [4] замечает, что за эрозионные образования принимаются формы, связанные с вытаиванием жильных льдов. При этом не отрицается участие эрозии в окончательном оформлении подобных образований, но высказывается сомнение о возможности при использовании только данного признака называть их собственно овражными.

В заключение следует указать на наличие проблемы в вопросе идентификации ЛУР, генезис которых не связан с эрозией временных водотоков. Речь идет о сложившейся практике именовать большую часть подобных форм «оврагами». В разряд оврагов попадают ЛУР, образующиеся без участия поверхностных водотоков (например, в естественных ландшафтах равнин умеренного пояса), но наличествуют якобы достаточные условия для формирования так называемых естественных оврагов. К таким условиям некоторые эрозиоведы относят образование сплывов, оползней, криогенных трещин, карстовых и суффозионных воронок, подмыв берегов и т. д. В этом случае происходит явное игнорирование одного из важнейших диагностических признаков оврагообразования как процесса, осуществляемого временными русловыми потоками дождевых и талых вод [1, 3].

[1] География овражной эрозии / Под ред. Е.Ф. Зориной. М.: Изд-во МГУ, 2006. 324 с.

[2] Климатическая геоморфология денудационных равнин / А.П. Дедков, В.Н. Мозжерин, А.В.

Ступишин, А.М. Трофимов. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977. 224 с.

[3] Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 347 с.

[4] Мозжерин В.И. Перигляциальная зона // Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977. С. 98–110.

[5] Рудько Г.И., Оснюк В.А. Инженерная геодинамика Западной Украины и Молдовы. Киев: МАКЛАНТ, 2007. 808 с.

[6] Уфимцев Г.Ф. Байкальская тетрадь. Очерки теоретической и региональной геоморфологии. М.: Научный мир, 2009. 240 с.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ МЕСТНЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК В ОКРЕСТНОСТЯХ ГОРОДА САРАТОВА

О.Е. Нестерова, В.К. Штырова

*Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского,
Саратов, nesterova@sgu.ru*

Особенности рельефообразования в окрестностях города Саратова связаны с региональными структурно-денудационными условиями развития рельефа.

1. Территория расположена в пределах пластовой денудационной возвышенной ступенчатой равнины. Ее разновысотные ступени-поверхности разделены сильно эродированными уступами и срезают различные по составу и возрасту породы.

2. Особенности рельефа являются следствием взаимодействия региональных тектонических движений и денудации, что привело к инверсии, разновысотности и ступенчатости поверхностных частей. В геолого-геоморфологическом строении территории выделяются блоковые структуры по сочетанию контрастных в высотном отношении элементов рельефа, разделенных разрывными нарушениями [1].

3. Рассматриваемая территория расположена на стыке волжского и донского речных бассейнов, обладающих разными высотами базисов эрозии (более низким у волжского). Общая форма этого бассейнового пространства резко асимметричная: короткий и сильно расчлененный волжский склон, протяженный сравнительно ровный донской склон междуречья. Соответственно наибольшие разрушения и вынос транзитного обломочного материала направлены в сторону наибольшего падения бассейнового склона, т.е. в сторону волжского правобережья.

4. Денудационные процессы в пределах геоморфоблоков неоднозначно проявляются в различных по структурному положению, литологическому составу и устойчивости горных породах. Поверхности геоморфоблоков имеют свои морфологические особенности и высотные различия. По периферии блоков экзогенные процессы усиливаются, рельеф здесь имеет наибольшие перепады высот. В некоторых случаях вершинная поверхность может быть сопоставлена с уровнем денудации, который образуется в результате резкого расчленения и почти полного уничтожения первичной денудационной равнины [2]. Зоны контакта блоков тектонически активны, поэтому представляют собой участки наибольшей геодинамической активности, где отмечаются наиболее интенсивные современные экзогенные процессы: оползни, линейная и плоскостная эрозия, суффозия, подтопление, заболачивание. Крупные эрозионные долины, активные овраги, заложенные по разрывным нарушениям или резким перегибам склонов, совпадают с границами блоков.

Ниже рассмотрим более подробно проявления региональных условий в развитии местных геоморфологических обстановок.

Латрык-Лысогорский геоморфоблок представлен в рельефе совокупностью водораздельных поверхностей, склонов и днищ эрозионных форм. Поверхность этой блоковой морфоструктуры является самой древней, занимает наиболее высокое положение и почти не имеет покрова четвертичных отложений. Водораздельная поверхность здесь срезает палеогеновые породы, а южнее переходит в поверхность прибрежно-морской олигоценовой аккумулятивной равнины. Современный рельеф представляет собой слаборасчлененную денудационную равнину олигоцен-миоценового возраста с абс. высотами 260–300 м. Это плоская, субгоризонтальная поверхность, осложненная слабовыраженными западинами и расчлененная ложбинами стока вод. Основные процессы, преобразующие рельеф: выветривание, плоскостной смыв, эрозия, суффозия, обвально-просадочные явления и оползни по периферии блока. Вершинная поверхность отделяется крутым уступом от опоясывающей ее денудационной поверхности 200–260 м, распространенной только в пределах Латрык-Лысогорского блока. Обнаруженные здесь миоценовые континентальные отложения позволяют определить ее миоценовый возраст.

Блокораздел, отделяющий Латрык-Лысогорскую блоковую морфоструктуру от соседних, представлен отчетливо выраженным уступом высотой до 100 м, крутизной 20–35°,

сильно расчлененным эрозионными ущельями и оврагами. Здесь преобладают склоны сноса и транзита. Ведущими экзогенными процессами в настоящее время являются гравитационные (обвалы, осыпи), эрозионная деятельность временных водотоков, плоскостной смыв. Широким фронтом вдоль уступа Лысогорского плато протекают мощные оползневые процессы, представляющие серьезную геозекологическую опасность для города. Генетически и пространственно с оползневыми образованиями связаны многочисленные просадочные формы [2].

Поверхности Соколовгорского, Елшано-Курдюмского и Гусельско-Пристанского геоморфоблоков представлены высотами 90–180 м и датируются плиоценовым возрастом. Морфологически это сравнительно ровные участки, на которых преобладающими являются процессы выветривания. Плиоценовый возраст этих территорий доказывается наличием здесь на абс. высотах 160 м акчагыльских морских отложений в виде обрывков террасовидных площадок, оконтуривающих водораздельные пространства. Склоны этих поверхностей имеют крутизну 6–15°, выпуклую или слабоогнутую форму, здесь наблюдаются активная эрозионная деятельность, делювиально-дефлюкционный снос и на отдельных участках транзитное накопление коллювия и делювия.

Саратовско-Приволжский блок, отделяющийся от Латрык-Лысогорского крутым уступом, представлен моноклинально простирающейся морфоструктурой, в пределах которой сформировались волжские террасы плейстоценового возраста, сложенные аллювиально-делювиальными отложениями. В рельефе городской территории, несмотря на ее застроенность и селитебные преобразования, выделяются три уровня аккумулятивных террас раннехвалынского, позднихвалынского и голоценового возраста. Это ровные, слабонаклонные к р. Волге поверхности высотой в 15–25, 30–37, 45–50 м. На незастроенной территории города выделяется и четвертый уровень плейстоценовой террасы с абс. высотами до 55–90 м. Это неровная, наклонная поверхность, плавно переходящая в склоны сноса и транзита. Терраса в настоящее время перекрыта шлейфом пролювиально-делювиальных отложений и расчленена долинами малых рек, формирующих увалистый рельеф. На застроенной территории поверхность террасы в различной степени изменена антропогенными формами рельефа.

Долины малых рек, дренирующих северные и северо-западные части геоморфоблоков, представлены широкими слабоврезанными формами с озеровидными расширениями и комплексом преимущественно аккумулятивных форм. Это ровные, плоские, местами заболоченные, частично занятые прудами поверхности. Преобладающим процессом здесь является озерная аккумуляция с накоплением глин, суглинков, илистых отложений.

[1] Худяков Г.И., Никифоров А.Н. О геоморфоблоковом строении территории города Саратова // Проблемы геоморфологии и морфотектоники. Саратов: Изд-во ГосУНЦ «Колледж», 1998. С. 46–48.

[2] Нестерова О.Е., Штырова В.К., Копнина В.В. К вопросу о ступенчатости рельефа города Саратова // Земная поверхность, ярусный рельеф и скорость рельефообразования: Материалы Иркут. геоморф. семинара. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2007. С. 57–59.

РАЗВИТИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА НАЧАЛЬНОЙ СТАДИИ АДАПТАЦИИ ПРИРОДНО-ТЕХНИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ПОСЛЕ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

А.В. Петрасов^{1,2}, С.С. Черноморец²

¹ *Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва, direct@geoenv.ru*

² *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, nauka@geogr.msu.ru*

События эндогенного характера не только приводят к многочисленным разрушениям и значительным человеческим жертвам, но и провоцируют систему катастрофических геоморфологических процессов, которые значительно видоизменяют, а зачастую и полностью перестраивают созданный до катастрофы рельеф. Одна из особенностей Вэньчуаньского землетрясения 12 мая 2008 г. в китайской провинции Сычуань заключается в том, что данное событие, краткосрочное по времени (до 1–2 мин), вызвало комплекс последующих процессов, которые сыграла огромную роль в перераспределении морфолитогенетических и морфодинамических потоков.

Вэньчуаньское землетрясение является одним из самых разрушительных землетрясений за последние несколько лет. Оно привело к гибели около 89 тысяч человек и значительному экономическому ущербу. Эпицентр землетрясения с магнитудой 7.9 приурочен к разрывному нарушению Лунмэньшань, состоящему из трёх крупных почти параллельных разломов [3]. Именно к ним приурочены основные катастрофические рельефообразующие события, произошедшие 12 мая 2008 г. и получившие развитие впоследствии. Их можно разделить на следующие этапы:

- 1) землетрясение (12 мая 2008 г., 14:28 по местному времени);
- 2) обвально-осыпные и оползневые процессы – формирование дамб на реках (первые несколько дней после главного сейсмического толчка);
- 3) образование подпрудных (завальных) озёр – изменение гидрогеологических условий – подрезка склонов и «абразия» берегов подпрудными озёрами – прорыв озёр (естественный и с помощью антропогенного вмешательства) – катастрофические прорывные паводки и селевые потоки (середина мая – июнь) – глубинная речная эрозия на участках прорванных дамб;
- 4) интенсивный смыв «подготовленного» землетрясением рыхлого материала в результате активизации склоновых и селевых процессов в сезон дождей (июль – сентябрь).

Необходимо отметить, что в течение этой цепочки событий также происходили повторные афтершоки с магнитудой свыше 5.6, которые усиливали некоторые процессы и внесли значительный вклад в изменение рельефа рассматриваемого района.

Важными задачами являются изучение данной системы событий, анализ и выявление роли каждого процесса в системе, а также оценка и картографирование изменений условий формирования и развития процессов, активность которых в ближайшие несколько лет будет более высокой.

Детальное дешифрирование космического снимка FORMOSAT-2 от 14 мая 2008 г., то есть через 2 дня после катастрофического землетрясения, позволило установить морфодинамическую обстановку рельефа на начальной стадии адаптации природной и природно-технической среды и отслеживать дальнейшие его изменения (с помощью космического снимка Digital Globe от 8 февраля 2009 г.). Далее полученные материалы были уточнены в полевых маршрутных обследованиях (ноябрь 2008 г., июль 2009 г.).

Таким образом, в результате проведенной работы выделены основные этапы рельефообразования. Была создана карта морфодинамической обстановки окрестностей города Бэйчуань (наиболее пострадавшего от геоморфологических процессов района) после катастрофического землетрясения, на которой отображены комплексы рельефа, претерпевшие значительные изменения. Было выделено 1773 участка активизации склоновых процессов в результате землетрясения.

Можно с уверенностью сказать, что землетрясения в этом регионе будут продолжаться. Из-за перенаселения на равнинных территориях Китай «шагает» в горы, поэтому ущерб от последующих синергетических событий будет только возрастать.

Полученные результаты являются важными для изучения последствий разрушительного землетрясения, а также разработки методов прогнозирования и защиты от катастрофических геоморфологических процессов, происходящих вследствие землетрясений. Изучение подобных событий имеет важное значение не только для территории Китая, но и для горных регионов России: Дальнего Востока, Алтая, Северного Кавказа.

Наибольшую опасность представляет высокосейсмичная территория Кавказа, так как природные катастрофы на этой густозаселенной, проблемной с национальной и социальной точек зрения территории чреваты серьезными экологическими, политическими и экономическими последствиями [1]. Здесь в последние 25 лет отмечались несколько сильных землетрясений: Спитакское (1988 г.), Рачинское и Джавское (1991 г.), Барисахское (1992 г.).

Рачинское землетрясение 29 апреля 1991 г. с магнитудой 7.0–7.2 – сильнейшее зарегистрированное землетрясение на Кавказе [2]. Геоморфологические последствия этого землетрясения были схожи с событиями Вэньчуаньского землетрясения в Китае: многочисленные обвалы и осыпи, каменные и грязекаменные лавины, а также блоковые оползни, которые в некоторых случаях создавали естественные дамбы на речных водотоках, что привело к формированию завальных озёр.

Таким образом, изучение последствий катастрофических процессов после сильных землетрясений является весьма актуальной научной задачей.

- [1] Богатилов О.А., Рогожин Е.А., Гурбанов А.Г., Мараханов А.В., Спиридонов А.В. О связи молодого вулканизма и землетрясений на Северном Кавказе // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. XXXVI Тектоническое совещание. М., 2003. С. 48–53.
- [2] Рогожин Е.А. Тектоника очаговых зон сильных землетрясений Северной Евразии конца XX столетия // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2, № 1. С. 37–62.
- [3] The science behind China's Sichuan earthquake // Tectonics Observatory, California Institute of Technology. 2008 // <http://www.tectonics.caltech.edu.pdf>. 8 p.

СИСТЕМА ЭРОЗИИ И АККУМУЛЯЦИИ В ВОЛЖСКО-КАМСКОМ БАССЕЙНЕ В НЕОГЕНЕ (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН)

Е.В. Петрова

*Казанский государственный университет,
Казань, helengeo@mail.ru*

Степень развития и направленность экзогенных процессов зависят от таких основных составляющих, как климат, тектоника, сложившийся рельеф территории и время. На протяжении неогенового периода усиление роли того или иного фактора или их комбинации приводило к общему изменению и направленности эрозии и аккумуляции в речных долинах.

Предакчагыльское врезание и речная аккумуляция (понт). На рубеже олигоцена–миоцена тектоническая стабильность и климат саванного типа привели к общему денудационному выравниванию территории РТ. В миоцене тектоническая стабильность была нарушена. Уровень Каспия на рубеже мэотис-понта опускается до отметок минус 500–600 м. Падение базиса эрозии, возрастающие перепады высот, а также значительное увлажнение территории вследствие гумидизации климата приводят к интенсивной глубинной эрозии и развитию глубоковрезанных речных долин Палео-Камы и Палео-Волги и их притоков. В пределах территории РТ максимальная зафиксированная глубина вреза Палео-Волги, после

слияния с Палео-Камой, составляет минус 201.7 м у с. Чув. Бурнаево. При этом достоверно установленная подошва залегания шешминского горизонта в долине Волги – минус 167.0 м. В понте начинается заполнение эрозионных врезов аллювиальными отложениями (шешминский горизонт). Нахождение шешминского аллювия в долинах рек Белой, Камы, Волги и их крупных притоков – Свяги, Шешмы, Зая, Ика, Мензели, Тоймы, Казанки, Меши, а также более мелких притоков позволяет говорить, что основа рисунка гидросети территории РТ была заложена уже в шешминское время.

Преакчагыльская озерно-речная аккумуляция (киммерий). Повышение уровня Каспия в киммерии в силу тектонических и климатических причин приводит к подтоплению речных долин Волжского бассейна и подпруживанию речного стока. В условиях зарегулированного стока формируется особый тип водоема реки-озера с очень медленным течением и малой эродирующей способностью. Аллювиальная аккумуляция (шешминский горизонт) в речных долинах сменяется на озерно-аллювиальную (челнинский горизонт). В долине Палео-Камы и низовьях ее крупных притоков, в долине Палео-Волги (после слияния с Камой) озерно-речной тип аккумуляции был преобладающим на протяжении всего челнинского времени. Напротив, в долине Палео-Волги выше г. Казани, в верховьях долин притоков, происходила неоднократная смена озерной и речной аккумуляции. В результате аккумуляции уровень днщ долин Палео-Камы и Палео-Волги за челнинское время поднялся в среднем на 55.0–75.0 м, таких крупных притоков, как Ик, Шешма, Зай, – на 35.0–50.0 м, более мелких водотоков – на 5.0–10.0 м. Скорость осадконакопления в этот период составляла 0.04–0.05 мм/год (0.04–0.05 м/тыс. лет). Эти значения на порядок ниже данных по осадконакоплению на современных водохранилищах со схожим гидрологическим режимом, а также по осадконакоплению пойменного аллювия в голоцене. Это свидетельствует о том, что в течение длительного челнинского времени происходила неоднократная смена эрозии и аккумуляции.

Нижнеакчагыльское врезание и озерно-речная аккумуляция. На границе нижнего и среднего плиоцена на фоне общей ингрессии уровень Каспия понизился. Это привело к увеличению проточности в речных долинах и активизации эрозионных процессов. Сокольские отложения почти повсеместно, за исключением некоторых верховьев палеорек, где развитие долин шло в глубь водоразделов, с размывом залегают на челнинских отложениях в центральных частях долин и на коренных пермских, юрских и нижнемеловых – в бортовых. Это позволяет говорить о том, что сокольское (акчагыльское) врезание не превосходило по величине шешминское (позднемиоценовое). В течение сокольского времени на общем фоне ингрессивного развития уровень Каспийского моря претерпевал некоторые колебания, что сказывалось на особенностях осадконакопления в речных долинах, где озерно-аллювиальный тип аккумуляции сменялся на озерный, затем на озерно-аллювиальный и озерно-лиманый. В долине Палео-Волги отложения сокольского горизонта более песчаные, особенно в осевой части палеодолины, что может свидетельствовать о хорошей проточности на протяжении сокольского времени. Темпы осадконакопления в этот период составляли около 0.1–0.2 мм/год, что вполне сопоставимо со скоростью осадконакопления в долинах в голоцене.

Среднеакчагыльская озерно-речная и лагунно-морская аккумуляция. Трансгрессия акчагыльского водоема, начавшаяся в среднем акчагыле, продолжила свое развитие и достигла своего максимума. В этот период речная сеть территории РТ представляла собой своеобразную зарегулированную озерно-речную систему, вначале подтопленную, а затем почти полностью занятую водами акчагыльского моря. В подпруженных речных долинах на начальных этапах подтопления, а также на протяжении всего времени в пределах Бугульмино-Белебеевской и Приволжской возвышенностей формировались пресноводные озерно-речные отложения. По мере поступления акчагыльских вод в аккумуляционное время пресноводные осадки перекрывались в палеодолинах солоновато-водными озерными отложениями, а затем и лагунно-морскими с типичными представителями морской фауны. Озерно-речной тип аккумуляции на протяжении всего времени сохранялся лишь в пределах Бугульмино-Белебеевской и Приволжской возвышенностей. В осевых частях палеодолин Волги (до г. Казани), Свяги, Казанки чистопольские отложения, синхронные аккумуляционным, представлены в основном песчаными и песчано-глинистыми отложениями, в нижней части с включением гравийно-галечного материала, что свидетельствует о проточности этих рек в течение всего чистопольско-аккумуляционного времени.

Позднеакчагыльская озерно-речная аккумуляция. К концу акчагыльского периода площадь, занимаемая одноименным водоемом, начала сокращаться. Понижение базиса эрозии вызвало новое врезание в речных долинах, прежде всего малых и средних рек. В Закамье РТ в самых верховьях палеодолин Шешмы, Зая, Ика, Мензели бикляньские галечники и пески ложатся на размытую поверхность пермских отложений, что свидетельствует о развитии верховьев рек в начале биклянского времени за счет регрессивной эрозии. В осевых частях долин рек Палео-Волги, Палео-Свияги нижняя часть биклянского горизонта также сложена песками, с примесью глин и щебнем и галькой пермских пород. Все это свидетельствует о преобладании эрозионных процессов в речных долинах в начале биклянского времени. Все большая аридизация климата на фоне тектонической стабильности территории приводит к смене эрозионных процессов в речных долинах на аккумулятивные. Во всех палеодолинах аллювиальные галечники и пески сменяются выше по разрезу на глинистые озерно-аллювиальные отложения. Интенсивная аккумуляция способствует заполнению данными отложениями верхних частей палеодолин и низких приводораздельных пространств до отметок 140–160 м. В верховьях рек Закамья, а также в Предволжье уровень аккумуляции достигал отметок 180–200 м. Таким образом, миоцен-плиоценовый этап развития речных долин был завершен.

ОВРАГООБРАЗОВАНИЕ И ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Ю.В. Рыжов

*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН,
Иркутск, ryv@irigs.irk.ru*

Среди экзогенных процессов в пределах водосборного бассейна выделяют один или несколько (структуру) современных ведущих процессов, во многом определяющих и меняющих облик современного рельефа. Ведущий экзогенный процесс или их совокупность не остаются постоянными. Вследствие климатических изменений и особенно хозяйственной деятельности человека (распашка земель, выпас скота, вырубка леса и др.) ведущими экзогенными процессами становятся смыв, размыв, дефляция, характерные для более южных природных зон или периодов аридизации в позднем неоплейстоцене и голоцене.

Овражная эрозия на участках активного хозяйственного освоения при благоприятных геолого-геоморфологических условиях получила широкое распространение в России [1] и тесно взаимодействует с другими экзогенными процессами в пределах водосборных бассейнов. Овраги часто развиваются унаследованно в днищах падей, лощин, ложбин, балок. Известны также многочисленные случаи образования форм размыва в днище отрицательных форм рельефа неэрозионного генезиса: суффозионных, карстовых и термокарстовых воронок, участков сплывов, оползней по криогенным трещинам. Образуются они при размыве нор грызунов, обрушении подземных полостей. Необходимым условием оврагообразования является концентрация поверхностного, подземного стока, резкое сокращение густоты растительного покрова.

Ведущие экзогенные процессы играют важную роль в образовании и эволюции оврагов. Во-первых, они образуют разнообразные отрицательные формы рельефа на поверхности земли, подземные полости, которые при благоприятных условиях могут превратиться в формы размыва. Суффозионные и карстовые и термокарстовые воронки, криогенные трещины, подземные тоннели при благоприятных условиях способны превратиться в овраги. Б.П. Любимов и С.Н. Ковалев [2] выделили зональные и региональные виды оврагов. Региональные виды форм размыва – карстово-эрозионные, оползнево-эрозионные, суффозионно-эрозионные – обусловлены активным проявлением экзогенных процессов, участвующих в образовании и развитии оврагов. При благоприятных условиях формы размыва

трансформируются в эрозионно-оползневые комплексы [3]. Здесь мы наблюдаем морфологическую (геоморфологическую) последовательность [4] закономерно сменяющихся друг друга в пространстве и времени форм рельефа [5], литодинамическую сукцессию [6].

Во-вторых, экзогенные процессы тесно взаимодействуют между собой. Взаимодействие вызывает «механизм соседства» Ю.Г. Симонова, «возбуждения или провокации» Д.А. Тимофеева, «парагенезис» Л.Н. Ивановского. Например, линейный размыв и оползневые процессы на склонах активизируют друг друга.

В-третьих, экзогенные процессы участвуют в заполнении оврагов. По бортам и в днище форм размыва встречаются делювиальные, пролювильные, обвально-осыпные, оползневые, эоловые отложения. Детальные исследования динамики оврагов в различных регионах показывают, что за исключением коротких периодов активной эрозии основной современный процесс в их днищах – аккумуляция.

Овражная эрозия – один из наиболее активных современных экзогенных процессов на территории России. Они встречаются во всех природных зонах. Специфика же оврагообразования определяется в основном склоновой составляющей процесса, поскольку именно склоновые процессы носят четко выраженный зональный характер [1]. Г.И. Швец [7] считал, что однотипные процессы овражной эрозии соответствуют близким типам ландшафтов. Разнообразие типов рельефа, структур ведущих экзогенных процессов обуславливают резкие различия в морфологии и динамике форм размыва.

Экзогенные процессы на водосборе оврага по степени их участия в образовании и развитии оврагов делятся на три группы: определяющие (напрямую или косвенно участвующие в образовании и развитии оврага), сопутствующие (существующие до появления оврага, не участвующие напрямую или косвенно в его образовании) и обусловленные его возникновением.

Первые (суффозия, карст, тоннельная эрозия, термоэрозия, оползание, оплывание, криогенное растрескивание и др.) определяют местоположение оврага, создавая отрицательные формы рельефа различных размеров и генезиса. Они часто длительное время сохраняют свою активность, придавая оврагам специфические морфологические черты и динамические особенности их эволюции. Такие формы размыва имеют смешанный генезис и называются суффозионно-эрозионными, эрозионно-карстовыми, эрозионно-оползневыми

Вторая группа экзогенных процессов (крип, смыв, дефляция, эоловая аккумуляция и др.) проявляются на водосборе независимо от оврага. Их активность остается прежней, увеличивается или уменьшается в зависимости от природных и антропогенных факторов. Примером могут служить расположенные рядом карстовая и эрозионная формы рельефа. В процессе развития обе отрицательные формы рельефа могут объединиться и образовать карстово-эрозионный овраг или существовать независимо друг от друга.

Третья группа процессов проявляется после образования оврага. В вершине, на склонах и в днище формы размыва отмечаются: регрессивная, боковая и глубинная эрозия, гравитационно-склоновые (осыпание, обваливание, оползание, оплывание), эоловые (дефляция, эоловая аккумуляция), криогенно-склоновые (солифлюкция) и другие экзогенные процессы. Их структура во многом зависит от зонального типа ландшафтов, состава, структуры и свойств размываемых отложений, стадии и фазы развития оврага и определяет особенности его развития.

Следовательно, образование оврага – сложный многофакторный полигенетический процесс. Участие в развитии форм размыва комплекса ведущих экзогенных процессов определяет генезис, морфологию, закономерности и особенности их развития.

[1] География овражной эрозии / Под ред. Е.Ф. Зориной. М.: МГУ, 2006. 324 с.

[2] Любимов Б.П., Ковалев С.Н. Зональные и региональные виды оврагов // Геоморфология. 2006. № 1. С. 11–19.

[3] Parker T., Page M., Marden M., Maturani T. Gully systems under undisturbed indigenous forest, East Coast Region, New Zealand // Geomorphology. 2007. Vol. 84, № 3–4. P. 241–253.

[4] Уфимцев Г.Ф. Очерки теоретической геоморфологии. Новосибирск: Наука, 1994. 123 с.

[5] Тимофеев Д.А. Старые и новые пути развития геоморфологии // Геоморфология. 1981. № 4. С. 31–43.

[6] Ивановский Л.Н. Экзогенная литодинамика горных стран. Новосибирск: Наука, 1993. 160 с.

[7] Швец Г.И. Теоретические основы эрозиоведения. Киев–Одесса: Вища школа, 1981. 224 с.

ДЕФОРМАЦИИ РУСЕЛ РЕК УДМУРТИИ В СВЯЗИ С ИЗМЕНЕНИЕМ СТОКА

И.И. Рысин

*Удмуртский государственный университет,
Ижевск, rysin@uni.udm.ru*

На территории Удмуртской Республики (УР) организация системы наблюдений за русловыми процессами была начата в 1999 г. В основе создания наблюдательной сети лежало стремление наиболее полно охватить различные ландшафты республики, а также проследить развитие боковой эрозии на участках, где она наиболее активна и создает опасность для хозяйственной деятельности. В ходе исследований на территории республики было выделено 55 ключевых участков, охватывающих реки разного порядка, расположенных в различных физико-географических условиях.

Полевые работы на изучаемых реках проводятся ежегодно в летний период, а в отдельные годы дважды – весной (после половодья) и осенью (после летне-осенних паводков). Главная задача этих исследований – изучение скоростей бокового смещения русел и определение отдельных морфометрических характеристик. Для этого на активно размываемых участках рек (чаще на высокой пойме) было заложено около 300 реперов и марок, на 29 участках проводится ежегодная теодолитная (с 2002 г. применяется электронный тахеометр "Trimble 3305") съемка [3].

Для выбора ключевых участков в камеральный этап проводилось изучение морфометрических и морфологических характеристик речной сети Удмуртии. Были проанализированы топографические карты масштаба 1:25000 и 1:50000, на отдельные районы использовались аэрофототопопланшеты масштаба 1:10000 разных лет съемки.

В соответствии с морфодинамической классификацией Р.С. Чалова и др. [4], все реки республики были разбиты на отдельные участки с разными типами русел. Участки русел по степени меандрирования были разделены на семь типов: от относительно прямолинейных ($K_{изв.} < 1.1$) до чрезвычайно извилистых ($K_{изв.} > 2.0$).

Развитие излучин до определенных пределов сопровождается активизацией русловых деформаций и увеличением скоростей смещения. Наибольшие скорости смещения характерны для широкопойменных русел. Скорости и масштабы развития горизонтальных русловых деформаций можно характеризовать интенсивностью и активностью.

Под интенсивностью горизонтальных русловых деформаций понимается отношение суммарной протяженности участков береговых размывов ко всей длине оцениваемого отрезка русла.

Наибольшая доля размываемых берегов характерна для рек южной части республики – левобережья Вятки и правобережья Камы. Показатель интенсивности здесь составляет в среднем 30–60 %. Для р. Сивы на территории УР на всем протяжении характерны высокие подмываемые берега, величина интенсивности превышает 70 %. Большой показатель доли размываемых берегов характерен для рек бассейна р. Чепца, в особенности ее левобережья: на реках Лоза, Ита, Убыть, Лекма, Сада для 40 % длины берегов характерны размывы. С увеличением порядка реки доля размываемых берегов также увеличивается. Наоборот, малые реки или верховья больших и средних рек, находящиеся в залесенной местности, характеризуются минимальными значениями интенсивности. Для залесенного бассейна р. Кильмезь величина интенсивности в среднем составляет 12 %, а для верховьев рек Вятки и Камы этот показатель еще меньше – 3–4 % [3].

Активность горизонтальных русловых деформаций характеризуется скоростью плановых смещений русла. Анализ полученных за десять лет (2000–2009 гг.) полевых данных свидетельствует о большом диапазоне скоростей бокового размыва [1]. При этом имеются существенные различия по рекам, отличающимся размерами (порядком, водоносностью и т.д.). По данным стационарных наблюдений наибольшие скорости размыва характерны для рек с порядком выше 9-го. Максимальные значения размыва, наблюдаемые здесь, достигают 10–15 м и более, среднегодовые скорости размыва колеблются в интервале 1.2–3.0 м/год (на р. Вятке среднегодовые скорости размыва превышают 3–5 м/год, максимальные из зафиксированных

значений составляют 15–25 м/год). Интенсивно проявляется боковая эрозия на реке Чепце: среднегодовые скорости размыва здесь составляют обычно 1.5–1.8 м/год.

Для малых рек 6–9-го порядка средние скорости отступления берегов составляют 0.4–0.7 м/год, максимальные – 2–3 м. В этой группе следует выделить такие реки, как Кильмезь, Вала, Ува, Нылга, Иж, Кырыкмас.

Для самых малых рек с порядком ниже 6-го значения средних скоростей размыва ниже – 0.1–0.3 м/год, хотя в отдельных точках зафиксировано смещение берега на 1 м и более. Аналогичные результаты получены и при сопоставлении разновременных аэрофотоснимков и фототопопланов.

Летом 2000 г. на реках были зафиксированы высокие скорости размыва берегов; средняя по республике скорость бокового размыва составила 0.54 м/год. В дальнейшем – до 2004 г. – практически на всех ключевых участках наблюдалась тенденция снижения активности русловых деформаций. Особенно низкие скорости размыва были зафиксированы в 2004 г.: даже на реках с порядком выше 9-го (за исключением р. Вятки) среднегодовые скорости размыва не превышали 0.3 м/год; на многих малых реках берега оставались практически стабильными. Ситуация меняется в 2005 г.: скорости бокового смещения русел резко возрастают. На р. Вятке наблюдаются рекордные за 5 лет деформации – образуется новое оползневое тело шириной более 25 м, а размывы берегов достигают в отдельных точках 15 м. На ключевых участках Яр и Дизьмино (р. Чепца) максимальные размывы составили 7.1 и 4.7 м/год соответственно. В последующие годы интенсивность размыва берегов на большинстве рек несколько снижается.

Одним из ведущих факторов регулирования гидравлических характеристик потока во времени является величина расхода воды, которая зависит от водности рассматриваемого периода. Сегодня для бассейна р. Камы уже установленным фактом считается продолжающееся с конца XIX в. увеличение годового стока у большинства рек. Его увеличение в 1981–2004 гг. по сравнению с периодом 1930–1980 гг. составило около 25 % [2]. При этом наибольший прирост величин стока приходится на самые последние годы.

Тенденция увеличения среднегодовых расходов отчетливо проявляется на реках Чепца, Вала и Лумпун. Аналогичная картина наблюдается также на реках Лоза, Нылга, Позимь и других реках Удмуртии. Более существенный рост среднегодовых расходов отмечается с 1978–1979 гг. Наряду со среднегодовыми расходами на большинстве рек отмечается соответственно и возрастание половодного стока.

В начале нового столетия в Удмуртии в результате возрастания годового стока было зафиксировано увеличение скорости плановых смещений русла р. Чепца с 1.02 м/год (1934–1987 гг.) до 1.95 м/год (2001–2005 гг.) [3]. Анализ морфологических изменений свободных и адаптированных излучин на ряде рек бассейна р. Чепца показал, что на аэрофотоматериалах 1990-х гг. по сравнению с ситуацией 1933–1934 гг. отсутствуют некоторые из ранее существовавших излучин более низкого порядка. Также установлено, что упрощение конфигурации русел происходило одновременно с активизацией их плановых смещений, выразившейся в тенденции постепенной трансформации сегментных и синусоидальных излучин в петлеобразные с поперечно-продольным перемещением. Для ряда рек, характеризующихся развитием петлеобразных и других сложных излучин, последние годы были отмечены участвовавшими случаями спрямления излучин, происходившими в результате прорыва шейки. Массовые проявления этого процесса были зафиксированы на реках Чепца, Кильмезь, Вала, Сепыч, Сива и др.

Таким образом, в конце прошлого – начале нового столетия для русловых процессов УР отмечена следующая закономерность. Достигнув критической величины в результате увеличения годового стока, уровень обеспеченности руслоформирующих расходов на многих реках поднялся до таких значений, при которых излучины, сохранявшие пассивность уже в течение длительного времени, вновь включились в процесс активного формирования пойменно-русловых систем.

[1] Петухова Л.Н. Размывы берегов рек Удмуртии: анализ полевых данных // Всероссийская научно-практическая конференция, посвященная 90-летию профессора С.И. Широкова и 45-летию кафедры географии. Ижевск: Изд-во Удмурт. ун-та, 2009. С. 49–52.

- [2] Прогноз климатической ресурсобеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления XXI века. М.: МАКС Пресс, 2008. 292 с.
- [3] Рысин И.И., Петухова Л.Н. Русловые процессы на реках Удмуртии. Ижевск: Ассоциация «Научная книга», 2006. 176 с.
- [4] Чалов Р.С., Алабян А.М., Иванов В.В., Лодина Р.В., Панин А.В. Морфодинамика русел равнинных рек. М.: ГЕОС, 1998. 288 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ МНОГОЛЕТНИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОБРАЖНОЙ ЭРОЗИИ В УДМУРТИИ

И.И. Рысин, И.И. Григорьев

*Удмуртский государственный университет,
Ижевск, rysin@uni.udm.ru*

Регулярные наблюдения за развитием 168 оврагов различного типа в пределах 28 ключевых участков на территории Удмуртской Республики (УР) нами осуществляются с 1978 г. [1]. Среди изучаемых оврагов 9 являются техногенными. С 2002 по 2007 г. в наблюдения были вовлечены дополнительно 10 техногенных оврагов, т.о. их общее количество составило 19. Работы по созданию топографических планов вершин оврагов были начаты в 2000 г. С тех пор на 13 активно растущих оврагах ежегодно проводятся работы по тахеометрической съемке. С 2002 г. съемка осуществляется электронным тахеометром "Trimble 3305", проводящим измерения в электронном виде с большой точностью. С 2006 г. обработка результатов тахеометрической съемки осуществляется с применением программного комплекса «CREDO» [2]. Он состоит из нескольких крупных систем и решает ряд дополнительных задач, объединенных в технологическую линию обработки информации в процессе создания различных объектов от производства изысканий до ведения мониторинга. Каждая из систем комплекса позволяет не только автоматизировать обработку информации в различных областях (инженерно-геодезических, геолого-геоморфологических и др.), но и сформировать единое информационное пространство, описывающее исходное состояние территории (модели рельефа, ситуации и др.).

Система CREDO Топоплан 1.0 позволяет создавать крупномасштабную цифровую модель местности (ЦММ). Исходными данными для создания ЦММ являются материалы обработки тахеометрической съемки в системе CREDO_DAT. Цифровая модель местности состоит из цифровой модели рельефа (ЦМР) и цифровой модели ситуации (ЦМС). ЦМР представляет собой нерегулярную сетку треугольников с применением структурных линий и выделением участков для моделирования форм с изломами поверхности по границам. Рельеф отображается горизонталями различного вида либо в виде штриховки откоса или обрыва. Высота сечения рельефа, вид отображения горизонталей могут определяться как для всей поверхности, так и для ее отдельных участков, состоящих из группы выбранных треугольников. По рельефу может определяться направление и величина уклона. ЦМС формируется из площадных, линейных, точечных объектов и отображается соответствующими условными знаками и текстовой информацией. В программе «CREDO Топоплан» создается серия слоев, каждый из которых соответствует определенному году. При наложении можно судить о динамике процесса, кроме того, в результате этих действий определяется площадь, занимаемая оврагом, за каждый год наблюдения.

На основании совокупности пикетов строится поверхность, каждая точка которой имеет три координаты: X, Y и Z. Таким образом, создается трехмерная модель оврага. При необходимости, создав файл с расширением *.dxf, можно открыть его в программе AutoCAD и через функцию 3d Orbit осуществить трехмерную визуализацию оврага.

Расчет объема вынесенного материала является абсолютно новым в том виде, в котором он выполняется в рамках описанных исследований. Расчеты объемов производились и ранее, однако делалось это ручным способом, что занимало много времени. Рассчитывать объемы позволяет программа «CREDO Генплан». И интерфейсом, и основным набором функций она очень похожа на упоминавшийся «Топоплан». Более того, они используют одну базу данных, и после обработки в «Топоплане» нет необходимости создавать обменные файлы для продолжения работы в «Генплане». Особенностью данной программы является специальный набор функций для работы с поверхностями: расчет линий пересечения поверхностей, работа с профилями и разрезами, вычисление объемов земляных масс. Выходные результаты представляются в виде чертежей (DXF-файлов), ведомостей и таблиц. Помимо прямой распечатки результатов, программный комплекс «CREDO» (система CREDO Конвертер) позволяет осуществлять конвертирование данных в программу «MapInfo» – в файлы формата MIF и MID или в программу «AutoCAD» – файлы формата DXF.

В 2007–2008 гг. на одном из оврагов (д. Крымская Слудка Кизнерского района УР) проведена детальная тахеометрическая съемка, в результате чего было зафиксировано плановое и высотное положение всех микронеровностей, то есть всех ребер граней склонов и днища оврага, в том числе его бровки. Все это позволяет определить объем материала, вынесенного из оврага по отношению к предыдущему моменту наблюдений.

Для вычисления объемов в проекте должны быть построены две поверхности, между которыми и вычисляется объем в контуре или по сетке квадратов. За исходную поверхность всегда принимается та, которая построена на основании совокупности точек бровки оврага. То есть гипотетически предполагаем, что оврага не существует, и в данном месте расположен ровный склон. Вторая поверхность – реальный овраг, со всеми микронеровностями на склонах и в днище. Объем грунта, полученный между двумя поверхностями, составляет объем материала, вынесенного из оврага за время его существования. При каждой повторной съемке объем рассчитывается не по отношению к предыдущему году, а опять же к ровной поверхности, построенной на основании совокупности точек бровки оврага. Объем, вынесенный за год, вычисляется путем нахождения простой разности: объем оврага в текущем году минус объем в предыдущем году. Так, например, площадь одного из оврагов в д. Крымская Слудка увеличилась с 2007 по 2008 г. на 257.67 м², а объем – на 1473 м³, в то время как линейный прирост составил всего около 1 м.

Знание детальных количественных характеристик позволяет, во-первых, оценивать рост оврага более полно и масштабно в отличие от традиционных линейных методов и, во-вторых, осуществлять прогнозирование развития оврага в виде не только линейного роста вершины, но и роста его в глубину и ширину с определением объема.

На основе имеющегося в настоящее время материала можно подвести некоторые итоги по анализу скоростей роста техногенных и сельскохозяйственных оврагов [3]:

1. В 1979 г. рост сельскохозяйственных оврагов оказался самым высоким за весь период наблюдений (2.7 м/год), что связано с аномальными природными условиями года; прирост техногенных оврагов оказался еще выше (3.9 м/год), но по сравнению с последующими годами прирост их оказывается лишь на среднем уровне.

2. В 1983–1984 гг. произошел спад активности развития сельскохозяйственных оврагов, в то время как рост техногенных оврагов достиг максимума за весь период наблюдения – 14.95 м/год. Подобная картина повторялась в 1987, 2002 и 2005 гг. В 1985 и 1988 гг. рост сельскохозяйственных оврагов увеличился, в то время как активность техногенных снизилась.

3. В период с 1989 по 2001 г. смена периодов увеличения и уменьшения прироста как техногенных, так и сельскохозяйственных оврагов в целом совпадала, но показатели прироста техногенных оврагов были на порядок выше. При этом для техногенных оврагов характерны довольно резкие скачки в показателях, в отличие от сельскохозяйственных оврагов.

4. В отдельные годы (1978, 1980, 1981 и 1999) прирост техногенных оврагов оказался ниже прироста сельскохозяйственных оврагов, что также подтверждает скачкообразное и неравномерное развитие техногенных оврагов, обусловленное преимущественно хозяйственной деятельностью.

5. В целом для динамики оврагообразования характерен нисходящий тренд. В 2008 г. средняя скорость роста наблюдаемых оврагов достигла минимума за 32-летний период,

составив 0.05 м/год. В этот год 109 оврагов характеризовались отсутствием годового прироста, а 80 из них имели нулевой прирост в течение последних 5 лет. В 2009 г. средняя скорость роста оврагов существенно возросла, составив 0.34 м/год.

Таким образом, скорости роста техногенных и сельскохозяйственных оврагов на территории УР имеют существенные различия. При этом для сельскохозяйственных оврагов характерна тенденция к затуханию их активности. Техногенные же овраги, наоборот, активизируются в своем развитии.

[1] Рысин И.И. Овражная эрозия в Удмуртии. Ижевск: Изд-во Удмурт. ун-та, 1998. 274 с.

[2] Григорьев И.И. Создание геоинформационной системы овражной эрозии на территории Удмуртской Республики // Наука Удмуртии. 2007. № 4. (17). С. 143–151.

[3] Григорьев И.И., Рысин И.И. Применение геоинформационных систем при исследованиях техногенных и сельскохозяйственных оврагов в Удмуртии // Геоморфология. 2009. № 1. С. 69–75.

ПЛАНОВАЯ ФОРМА И РАЗМЕР ТЕРМОКАРСТОВЫХ ОЗЁР КАК ИНДИКАТОР УСТОЙЧИВОСТИ РЕЛЬЕФА ЯМАЛА

Г.С. Санников

*Институт криосферы Земли СО РАН,
Тюмень, tyumenetz@mail.ru*

Автором была проведена оценка устойчивости криогенного рельефа Бованенковского НГКМ (п-ов Ямал) на основании изучения формы термокарстовых озёр. Такое исследование можно отнести к морфологическому анализу рельефа и современных рельефообразующих процессов. Данный тип анализа позволяет по форме объекта – в настоящем случае верхней толщ горных пород – судить о сути происходящих в нем процессов.

Для этого озёра – определяющий облик территории элемент – были разделены на четыре группы по размеру – малые, средние, крупные и крупнейшие. Была проанализирована пространственная приуроченность озёр разных размеров, позволяющая судить о протекающих на участке процессах. Для такого анализа были составлены карты заозёрности территории и густоты морфологических элементов. Эти карты были наложены друг на друга, благодаря чему выяснилось пространственное несовпадение названных выше параметров.

На исследуемой территории морфологическим методом анализа рельефа удалось предположительно установить следующий пространственно-временной ряд развития термокарстового озера: зарождение на низкой пойме в виде малого озера при растеплении многолетнемёрзлых толщ речным потоком → расширение вглубь за счёт термокарста, вширь (до среднего размера) – за счёт термоабразии или солифлюкции, возможен переход на среднюю пойму, в случае врезания реки → возможно дальнейшее расширение до крупного размера и стабилизация после вытаивания всех доступных высокольдистых горизонтов, обмеление → понижение уровня, заполнение, зарастание, появление фестончатых берегов за счёт эрозии, спуск. Данный ряд вовсе не обязателен для любого озера, он может быть прерван на любом этапе, однако автор имеет основания предполагать, что именно так и образовалось подавляющее большинство крупных и крупнейших озёр исследованного им участка.

Удалось выяснить, что малые и средние озёра больше тяготеют к междуречным поверхностям и особенно – к низкой и средней пойме, причём на ровных поверхностях преобладают изометричные и угловатые озёра, а на наклонных – вытянутые, созданные при подпруживании балок и логов оползнями-сплывами [1, 2]. Крупные и крупнейшие озёра в основном приурочены к высокой пойме, при этом, судя по форме береговых линий, многие крупные озёра имеют тенденцию к росту. Об этом свидетельствуют ровные очертания

плановых контуров, приглубые берега и т.д. Крупнейшие озёра, коих на участке было выделено 24, имеют фестончатую форму берега, свидетельствующую об активном развитии эрозионного процесса. Данный процесс может начать скачкообразно развиваться в случае понижения базиса эрозии, к чему в этом случае приводит, по-видимому, понижение уровня озера. Таким образом, можно говорить о том, что крупнейшие озёра участка Бованенковского НГКМ имеют тенденцию к спуску. Об этом же свидетельствуют и размеры котловин крупнейших озёр участка. Все они имеют площадь, значительно превышающую площадь самих зеркал.

Малые и средние озёра участка, напротив, имеют тенденцию к росту. Об этом свидетельствует их в основном изометричная и угловатая (приуроченная к рисунку полигональных трещин) форма. Такие озёра, как уже отмечалось выше, приурочены к низкой и средней пойме, причём в некоторых местах их концентрация превышает 3 на км².

Большое количество молодых образований, коими являются малые и средние пойменные озёра, несомненно свидетельствует об относительной молодости рельефа, а также об активных изменениях характеристик верхней части толщи горных пород. Высокие значения густоты озёрного расчленения участков низкой поймы свидетельствуют, по-видимому, о неустойчивости рельефа, связанной с перестройкой речной сети [3]. Напротив, участки с высокой заозёрностью свидетельствуют об относительно низкой флювиальной активности, так как крупные и крупнейшие озёра суть образования относительно древние, стабильные и с учетом их термокарстовой природы – чрезвычайно чувствительные к любым изменениям теплообмена, к которым неизбежно приводит перестройка речной сети.

Котловины крупнейших мелеющих озёр также являются участками с неустойчивым рельефом, они служат ареной для развития процессов криогенного пучения.

Таким образом, на участке Бованенковского НГКМ нами выделено два типа неустойчивого рельефа – участки долин, на которых в настоящий момент происходит перестройка речной сети; котловины крупных мелеющих озёр; индикатором устойчивости рельефа участков стали плановые очертания термокарстовых озёр; наиболее неустойчивые участки рельефа в настоящий момент подвергаются наиболее активному техногенному воздействию.

[1] Воскресенский К.С. Современные рельефообразующие процессы на равнинах Севера России // Под ред. Ю.Г. Симонова. М.: Географический факультет МГУ, 2001. 262 с.

[2] Втюрина Е.А., Геворкян С.Г., Познанин В.Л. Сущность криогенных сплывов и количественная оценка критических условий их формирования // Геоэкология. 1999. № 6. С. 54–61.

[3] Эрозионные процессы Центрального Ямала / Под ред. А.Ю. Сидорчука и А.В. Баранова. СПб, 1999. 350 с.

АНОМАЛЬНАЯ ЭРОЗИЯ РАВНИН И ГОР СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Г.Р. Сафина

*Казанский государственный университет,
Казань, Safina27@mail.ru*

Развитие эрозионных процессов происходит неравномерно как в пространстве, так и во времени. При анализе временных рядов различных геоморфологических процессов в первую очередь используются данные о средней интенсивности изучаемого процесса. Средняя интенсивность – это единственный показатель, с которым можно сопоставлять результаты изменений интенсивности какого-либо процесса за тот или иной отрезок времени. Использование средних многолетних показателей не является достаточным для оценки интенсивности эрозии во временном аспекте. Поэтому при изучении эрозионных процессов

приобретают большое значение их аномальные проявления, отражающиеся в положительных аномальных величинах.

Термин «аномалия» в естественных науках используется широко. Как правило, в его содержание вкладывается отклонение каких-либо значений от их типичных величин. В основу выделения аномалий в данном исследовании положена степень отклонения годовой величины стока взвешенных наносов от нормы. Наиболее приемлемым показателем отклонения служит вероятность проявления различных величин стока наносов. По предложенной классификации к положительным экстремалиям отнесены годовые величины стока наносов <3 % обеспеченности, к крупным аномалиям – 3–6 %, к малым – 6–15 %; отрицательные экстремалии имеют обеспеченность > 97 %, крупные – 97–94 %, малые – 94–85 %. Значения стока наносов с обеспеченностью от 15 до 85 % рассматриваются как «нормальные», они в среднем случаются не реже 1 раза в 6 лет [1].

Роль аномальных проявлений в общем эрозионном процессе определялась коэффициентом аномальности, вычисляемым как отношение материала, выносимого в аномальные годы, к сумме наносов за весь период наблюдений, как для отдельных типов аномалий, так и для всех трех подразделений вместе взятых.

Анализ годового стока взвешенных наносов 93 гидрологических пунктов Русской равнины показал, что рельефообразующее значение аномальных проявлений эрозии определяется влиянием природных (зональных и аazonальных) и антропогенных факторов. К природным зональным относятся климат, сток воды и характер ландшафта. Зональный характер имеет также хозяйственная (прежде всего земледельческая) деятельность человека и, как следствие, степень антропогенизации природного ландшафта.

Основным фактором проявления аномального стока взвешенных наносов (СВН) равнинных рек является зональный фактор: по мере увеличения сухости климата доля аномального СВН увеличивается [2]. Выраженность аномальных проявлений стока взвешенных наносов зависит и от природных аazonальных факторов. Значительно влияние состава горных пород и определяемого им механического состава почвогрунтов. При этом большое значение имеет водопроницаемость пород и почв. Существенно влияние на аномальную эрозию антропогенного фактора, которое заключается в том, что по мере увеличения распаханности и уменьшения залесенности возрастает поверхностный сток и сокращается подземный.

В целом, на равнинах выраженность аномальной эрозии тем сильнее, чем южнее расположена зона (максимум отмечается в степной зоне), чем сильнее антропогенизирован ландшафт и чем меньше площадь бассейна.

Аномальная эрозия горных территорий определялась по годовым значениям стока взвешенных наносов 84 гидрологических постов рек Большого Кавказа. Большой Кавказ охватывает территорию, лежащую в различных природных зонах, неоднородную по рельефу, геологическому строению и степени антропогенизации ландшафта.

Анализ коэффициентов аномальности СВН рек северного и южного склонов Большого Кавказа показывает, что на северном склоне их значения несколько больше, чем на южном. Доля аномального СВН для различных сегментов Большого Кавказа (западного, центрального, восточного) распределяется следующим образом: максимум приходится на центральную часть, затем следует западная и меньше всего выраженность аномальной эрозии на восточном склоне.

Анализируя коэффициенты аномальности СВН географических областей по склонам, можно отметить, что на северном склоне Большого Кавказа в его западной части он максимальный и примерно на 16 % превосходит западную и восточную части (в целом тенденция та же, что и для всего Большого Кавказа). Выраженность аномального СВН на южном склоне во всех областях примерно одинаковая.

Таким образом, на горных реках изменение доли аномального СВН от зонального фактора не зависит, поскольку, во-первых, сухость климата в рассматриваемой горной системе увеличивается с запада на восток [3] и, во-вторых, северный склон получает больше осадков, нежели южный склон [4]. Основным фактором, влияющим на аномальный СВН Большого Кавказа, является высота рельефа, которая сказывается через энергетику потока, оледенение, и заселенность.

Значительные высота и площадь оледенения обуславливают максимальную выраженность аномального СВН в центральной части Кавказа. Оледенение способствует образованию обильных рыхлых продуктов, которые в период таяния снега поступают в речную

сеть. Кроме того, на Центральном Кавказе наблюдается наибольшее количество селей, оползней, лавин. Доля ледникового питания рек данного региона составляет 40–45 % [3].

Западный Кавказ имеет меньшую высоту, а бассейны рек сложены более плотными кристаллическими породами и покрыты густым лесом. Эти факторы уменьшают выраженность аномального СВН данной части Кавказа, по сравнению с центральной, даже несмотря на то, что Западный Кавказ получает большее количество осадков.

По выраженности аномальной эрозии Восточный Кавказ сходен с Западным, несмотря на то, что бассейны рек восточной части горной страны сложены легкоразмываемыми глинистыми сланцами юры [5]. Меньшая выраженность аномального СВН в данном регионе связана, возможно, с меньшими абсолютными высотами водосборов рек.

Таким образом, применяя единую методику для выделения аномальной эрозии равнинных и горных территорий, можно констатировать, что выраженность аномальной эрозии на Русской равнине определяется, в первую очередь, зональными факторами, тогда как на реках Большого Кавказа – азональными, среди которых видное место занимают высота рельефа и геологическое строение.

- [1] Дедков А.П., Можжерин В.И., Сафина Г.Р. Современная изменчивость эрозии на востоке Русской равнины // Геоморфология. 1996. № 3. С. 3–8.
- [2] Сафина Г.Р. Аномальные проявления эрозии и стока взвешенных наносов на востоке Русской равнины // Геоморфология. 2004. № 3. С. 100–108.
- [3] Кавказ // Под ред. И.П. Герасимова. М.: Наука, 1966. 481 с.
- [4] Мильков Ф.Н., Гвоздецкий Н.А. Физическая география СССР. М.: Мысль, 1969. 461 с.
- [5] Габриелян Г.К. О денудационном срезе Кавказа // Геоморфология. 1979. № 3. С. 55–59.

ОПТИМАЛЬНОСТЬ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ОРГАНИЗАЦИИ ЭРОЗИОННОЙ СЕТИ УРБАНИЗИРОВАННОЙ ТЕРРИТОРИИ ПО КРИТЕРИЮ КАЧЕСТВА ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД

С.В. Солодянкина, О.М. Кирьянова

*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН,
Иркутск, sveta@irigs.irk.ru*

Как правило, в крупных городах овражно-балочная сеть (ОБС) является частично или полностью погребенной, засыпанной и застроенной инфраструктурой города. Поэтому здесь возникает проблема: большинство опасных природных процессов (просадочные, оползневые, подтопление, затопление и др.) провоцируются не только особенностями геологического строения территории, но и современным состоянием инженерных сетей, которые создаются для замещения функций естественных долин.

Рассматриваются вопросы взаимодействия ОБС, искусственной дренажной сети и опасных природно-антропогенных процессов. Модельным участком исследования выбраны ландшафты естественной дренажной сети в пределах правобережья Ангары и в границах Октябрьского округа г. Иркутска. По функциональному назначению территория делится на жилую, рекреационную (в основном стихийно сложившуюся), промышленную и коммунально-складскую. Плотность населения исследуемой территории составляет около 5 тыс. человек на км². Массовая застройка в нижней части микрорайона Лисиха и по ул. Байкальской происходит на второй надпойменной террасе реки Ангары и депрессивных формах рельефа (ложбинах, балках), которые являются естественной дренажной сетью города, и находится на лессовидных грунтах. Переменное увлажнение, присущее данной территории, и высыхание таких грунтов

привели к вымыванию мелких фракций грунта, образованию пустот, морозному пучению и снижению несущей способности грунта [1].

В развитии дренажной сети г. Иркутска происходят негативные процессы, связанные с естественным и антропогенным нивелированием рельефа территории, уничтожением эрозионной сети в результате застройки, засыпкой техногенным материалом и загрязнением долин рек, а также недостатком линий ливневых коллекторов и дренажей.

Геосистемы в пределах эрозионной сети г. Иркутска выполняют средоформирующие функции. Особое значение с точки зрения качества поверхностных вод имеют гидрологические функции, выполняемые ландшафтами ОБС. Под гидрологической функцией ландшафта понимается процесс водоотдачи с единицы площади, а также формируемое им качество воды. Наиболее важные гидрологические функции ландшафта для оптимального функционирования аквальной системы следующие: стокоформирующая, стокорегулирующая, водозащитная, берегозащитная [2]. Основными факторами, регулирующими сток, являются: растительность, свойства почв и грунтов, крутизна склонов, глубина залегания грунтовых вод. Стокорегулирующее функционирование ландшафта уменьшает поверхностную составляющую стока, усиливает питание подземных вод и связанный с ними сток рек в меженные периоды. При этом влияние ландшафтов ОБС на перераспределение поверхностного стока дождевых и талых вод еще более значительное, так как именно здесь собираются основные водные потоки. В городе за счет наличия непроницаемых или слабопроницаемых покрытий объем поверхностного стока дождевых и талых вод увеличивается в 2.0–2.5 раза по отношению к естественным условиям, что оказывает дополнительное негативное воздействие на функционирование естественной дренажной сети. В итоге стоки, загрязненные выбросами автомобильного транспорта и отходами производств, попадают в воды Ангары и снижают общее качество воды. Кроме этого, вдоль автомобильных дорог, не оборудованных в достаточном объеме сетями ливневой канализации, протекают временные водотоки и после обильных осадков образуются эрозионные промоины, разрушающие асфальтовое покрытие.

Фильтрационные свойства городских ландшафтов снижаются с уплотнением грунтов в основании зданий, с созданием насыпей и искусственных платформ, с использованием непроницаемых покрытий (асфальт, бетон) и т.д. Для компенсации негативного воздействия введена искусственная дренажная сеть (совокупность элементов ливневой канализации города). На данный момент на исследуемой территории ливневая канализация не покрывает всю улично-дорожную сеть и эрозионноопасные участки, что усугубляет состояние ОБС.

Террасовые комплексы, водораздел, придолинные склоны нанесены на карту эрозионной сети исследуемой территории на основании данных карты инженерно-геодинамической обстановки территории г. Иркутска [3]. Элементы эрозионной сети нанесены по методу поконтурного изображения рельефа с топографической карты масштаба 1:25000. В настоящее время многие выделенные эрозионные формы являются засыпанными, погребенными и отражают состояние территории в данном аспекте до начала интенсивной застройки.

Составлена карта-схема взаимодействия естественной и искусственной дренажных сетей. Для этого использовались данные, предоставленные предприятием МУП «Иркутскавтодор». Ливневая канализация в основном проложена вдоль улиц, проходящих поперек поверхностного стока, например ул. Байкальской и ул. 4-й Советской. Система искусственной дренажной сети является разрозненной и недостаточной для данной территории.

На следующем этапе исследования анализировалось поверхностное покрытие территории ОБС. Вычислен процент площади территорий с усадебной и многоэтажной застройкой, отсыпкой, искусственным покрытием, а также в квазиестественном состоянии. Отдельно выделены озелененные участки, которые являются относительно неуплотненными и фильтрующими.

Выявлено, что в современной градостроительной политике г. Иркутска с позиции ландшафтного планирования ощущается серьезный дефицит в управлении и организации функционирования природно-техногенных дренажных элементов городского пространства, что отрицательно влияет на качество вод в акваториях города.

[1] Демьянович Н.И. И еще одна проблема // Иркутск: прошлое и будущее. Иркутск, 1990. С. 100–103.

[2] Антипов А.Н. Ландшафтно-гидрологическая организация территории. Иркутск: ИГ СО РАН, 2000. 250 с.

[3] Кадетова А.В. Инженерно-геодинамическая эволюция урбанизированных территорий (на примере г. Иркутска): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 2005. 17 с.

НЕФЛЮВИАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ РУСЕЛ МАЛЫХ РЕК

А.М. Тарбеева

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, amtarbeeva@yandex.ru*

В формировании русел рек принято выделять основные факторы, определяющие сущность процесса формирования русла, и второстепенные [1]. Основными факторами являются сток воды, сток наносов и геолого-геоморфологическое строение (уклон), а второстепенными – все остальные, т.е. «нефлювиальные». К последним относятся такие явления, как ледовые заторы, наледи, заломы, бобровые плотины, сходы селей, карчеход и пр. Многие из этих явлений оказывают влияние даже на морфологию русел средних и больших рек. С уменьшением размеров водотока степень влияния на русло нефлювиальных факторов увеличивается. На малых реках и особенно ручьях эти факторы зачастую оказываются определяющими в формировании русел.

Нефлювиальные факторы очень разнообразны. Они оказывают влияние на русла как горных, так и равнинных рек, подчиняются природной зональности и имеют существенные региональные различия. Между тем до последнего времени эти факторы специально не исследовались.

Наиболее распространенным и одним из наиболее исследованных нефлювиальных факторов являются древесные заломы. Древесный материал поступает в реки при размывах берегов, ветровалах, сплаве древесины, сходах лавин и т.п. Он накапливается на поворотах русла, оголовках островов, перекатах, вблизи опор мостов или же просто полностью перегораживает русло, образуя залом. Древесный материал в русле создает дополнительную, причем весьма существенную, шероховатость, уменьшая скорости и эрозионную способность потока, оказывает на поток направляющее воздействие, определяет расположение в русле зон эрозии и аккумуляции наносов, а также нередко является основой для образования наледей или заторов льда. Заломы приводят к образованию рукавов обтекания или расширению русел, перераспределению расхода между рукавами разветвления, ускоренному спрямлению излучин.

Наледоеобразование широко распространено в зоне многолетней мерзлоты, однако на водотоках первых порядков наблюдается и за ее пределами. В зависимости от условий влияние наледей на русло очень разнообразно. В зонах распространения многолетней мерзлоты наледи достигают больших площадей и мощности, формируют наледные поляны с блуждающим руслом, определяют форму излучин, крылья которых вытянуты вдоль бортов долины, где концентрируется поток при протаивании наледи, определяют характер их спрямления. Вне зоны многолетней мерзлоты на больших и средних реках наледи обычно вообще не образуются. На реках первых порядков наледи не имеют больших размеров и формируются, как правило, вблизи заломов или других препятствий в русле. Они образуют в руслах ледяные пробки, при обтекании которых формируются рукава и водобойные колодцы [2].

В зоне многолетней мерзлоты русла рек первых порядков часто перемерзают. Форма русел рек определяется расположением современных или протаявших морозобойных трещин на пойме. Для таких русел характерны прямолинейные участки или повороты под прямым углом. Размывы берегов происходят в условиях неравномерного протаивания мерзлых пород, что приводит к формированию четковидных расширений русел. Отступление берегов и поступление материала в русло происходят в результате отседания блоков дернины по

морозобойным трещинам. При этом образуются «псевдоострова» – отсевшие блоки дернины в русле.

Деятельность некоторых видов животных также оказывает влияние на русловой режим и морфологию русла. Деятельность бобров проявляется в регулировании стока воды и наносов при строительстве плотин. Это приводит к заилению и образованию островов в верхнем бьефе и размывам дна и берегов в нижнем. Прямое воздействие на русло оказывают прорытые бобрами в берегах и пойме ходы и каналы [3]. Кроме того, для укрепления плотин бобры используют суглинистый материал, добываемый из береговых уступов. Прорывы бобровых плотин приводят к залповому поступлению воды и наносов на нижележащий участок русла и существенным его перестройкам.

Особенности жизнедеятельности и обилие нерестящейся рыбы на реках Камчатки обуславливает поступление большого количества органических остатков и интенсивное зарастание русла. Кроме того, движущаяся на нерест рыба оказывает механическое воздействие на русло [4].

Существенное влияние на морфологию русел малых рек оказывают лавины, обвалы, каменные глетчеры, селевые потоки, оползни, выносы обломочного материала из оврагов и другие экзогенные процессы. Оползни и конусы выноса оврагов, привязанных к руслам рек, отжимают поток к противоположному берегу, что приводит к развитию излучин [5]. Лавины, сходящие в долины горных рек, способствуют поступлению в русло древесного материала, а также могут выбивать из русла большие объемы аллювиального материала. Каменные глетчеры, широко распространенные на Алтае, в Тянь-Шане, спускаясь в долины, перегораживают русла рек, приводя к изменению режима стока воды и наносов. Селевые потоки, сходящие по руслам горных рек, приводят к полной перестройке русел, интенсивному врезанию, образованию в русле селевых форм, поставляют в русло большие объемы крупнообломочного материала. В более крупных реках, принимающих селевые притоки, образуются конусы выноса, которые подпруживают реки, а ниже по течению поступают большие объемы взвешенных и влекомых наносов [6].

В последние десятилетия интенсивность освоения территорий, как в лесной зоне, так и в зоне многолетней мерзлоты, резко возросла. Дальнейшее исследование влияния нефлювиальных факторов необходимо для уточнения прогнозов русловых деформаций на малых реках и реках горных областей, в развитии которых роль этих факторов зачастую оказывается определяющей.

- [1] Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 1986. 264 с.
- [2] Тарбеева А.М. Влияние ледового режима на русловые процессы и морфологию русел малых постоянных водотоков // Метеорология и гидрология. 2008. №11. С. 76–79.
- [3] Сеницын М.Г., Русанов А.В. Влияние деятельности речного бобра на рельеф долин и русел малых рек Ветлужско-Унженского полесья // Геоморфология. 1990. № 1. С. 85–91.
- [4] Ермакова А.С., Чалов С.Р. Русловые процессы на реках бассейна р. Большой (Западная Камчатка) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2007. № 6. С. 64–71.
- [5] Веретенникова М.В., Зорина Е.Ф., Ковалев С.Н., Любимов Б.П. Стационарные исследования процессов оврагообразования на Боровском учебно-научном полигоне географического факультета МГУ // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 14. М.: МГУ, 2003. С. 76–92.
- [6] Виноградова Н.Н., Крыленко И.В., Тарбеева А.М. Исследования руслообразующих наносов горных рек и их динамики на участках впадения селевых притоков // Геоморфология. 2009. № 3. С. 32–38.

МОРФОСТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И СТЕПЕНЬ ЭРОДИРОВАННОСТИ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ЩИТОВ

Е.А. Токарева

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, iwwtar@rambler.ru*

В работе рассматриваются гранитоидные массивы Каркаралы и Кент, расположенные в пределах Казахского щита эпипалеозойской Урало-Сибирской платформы, а также гранитоидные массивы хребтов Кодар и Удокан Алданского щита Сибирской платформы. Массивы, в силу их различного географического положения, разного возраста формирования, этапов тектонической активизации и типов современных процессов, имеют разную степень эродированности и представлены разными типами морфоструктур.

Каркаралинские горы и горы Кент представляют собой отдельные низкогорные массивы в пределах эрозионно-денудационной равнины, сформировавшиеся в среднем-позднем карбоне и ранней перми. Абсолютные отметки их меняются от 1403 м (Каркаралинские горы) до 1469 м (горы Кент). Относительные превышения положительных форм рельефа над прилегающими равнинами составляют в среднем 100—150 м, а в центральной водораздельной полосе вершин возвышаются над долинами на 400—500 м.

Хребет Удокан, длиной 230 км и шириной 50–70 км, имеет наибольшую высоту 2515 м и представляет собой сводовый изгиб, осложненный многочисленными разрывами [7]. Удоканская морфоструктура обладает симметричным строением и имеет форму ступенчатого свода [3].

В пределах хребта Удокан можно выделить три морфоструктурные зоны: осевую — наиболее приподнятую, обладающую динамичным альпинотипным рельефом, и две периферические с выровненным холмистым и плоским рельефом.

Хребет Кодар, шириной до 90 км, протянулся с юго-запада на северо-восток на 180 км. Кодарская морфоструктура представляет собой асимметричную макроформу. Некоторые авторы считают, что это поднятие типа простого горста [3]. Однако Д.В. Лопатин [4] утверждает, что в его формировании наравне с разрывными нарушениями, наглядно отразившимися в строении борта впадины и пологого склона, играли роль пластические деформации типа сводовых. По мнению Г.Ф. Уфимцева [7], хребет представляет собой асимметричное глыбовое поднятие в виде комбинаций систем наклонных блоков.

Осадочные и эффузивные породы, вмещающие Каркаралинский массив, представлены осадочными толщами с подчиненными прослоями эффузивов и туффилов девонского и карбонового возраста. Кентский массив расположен в пределах Токрауской впадины. Вмещающие его породы представлены осадочно-вулканогенными толщами девона и раннего карбона. Гранитоидные массивы Алданского щита образуют крупные тела в толще осадков удоканской серии.

Каркаралинский интрузивный комплекс образовался в три фазы. К наиболее древней фазе относятся интрузивы кварцевых диоритов, кварцевых сиенито-диоритов и гранодиоритов, в которые внедряются более поздние интрузии порфириовидных биотитовых гранитов и их дериватов. Последние прорываются аляскитовыми и аплитовидными гранитами, принадлежащими к еще более поздней интрузивной фазе [1].

В строении Кентского массива принимают участие гранодиориты топарского (C_2-C_3), лейкократовые биотитовые граниты калдырминского (C_3) и аляскиты кызылрайского (P_1) комплексов [6].

Наиболее древние магматические образования Кодаро-Удоканской зоны Алданского щита, формирование которых связано с активными тектоническими движениями, проявившимися на границе архея и нижнего протерозоя, представлены согласными интрузиями гранитоидов, сопровождающимися широкими зонами мигматизации [2]. Интрузивные породы, завершающие этап формирования нижнепротерозойской складчатой зоны, образуют комплекс куандинских гранитоидов, представленных порфириовидными биотитовыми, обычно гнейсовидными, гранитами и менее распространенными двуслюдяными

гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Более молодые гранитоиды кодарского комплекса представлены крупными плутонами крупнозернистых биотитово-роговообманковых гранитов. В заключительную фазу внедрялись многочисленные дайки гранит-порфиров и других пород.

Для Каркаралинского массива наиболее четкое морфоструктурное выражение имеет шток аляскитовых гранитов. Он образует центральную – возвышенную – денудационную поверхность. В зоне эндоконтакта плутона развиты порфировидные граниты, обособляемые ореолом средней денудационной поверхности. В зоне экзоконтакта крупнозернистые граниты образуют нижнюю денудационную поверхность. Локальные обособления мелкозернистых гранитных тел в поле крупнозернистых гранитов, а также пегматитовых и аплитов-кварцитовых жильных образований во многом осложняют рельеф плутона.

Фазовые внедрения Каркаралинского и Кентского плутонов происходили как по кольцевым, так и по линейным разломам [5]. Преобладающими и наиболее четко выраженными трещинами отдельности в интрузивах аляскитовых гранитов становятся северо-восточные и северо-западные трещины, диагональные по отношению к простиранию складчатости и совпадающие с простиранием главнейших дизъюнктивных нарушений. Наряду с трещинами северо-восточного и северо-западного простирания встречаются также крутые субмеридиональные и субширотные.

В образовании наиболее древних гранитоидов Кодаро-Удоканской зоны большую роль играли процессы гранитизации. Более молодые гранитоиды кодарского комплекса приурочены к концу эпохи активных нижнепротерозойских тектонических движений и внедрялись чаще всего по линиям разрывных нарушений. Размещение плутонов, вероятно, контролировалось глубокими разломами, отделяющими архейские блоки от складчатого протерозойского окаймления.

Таким образом, докембрийские гранитоидные массивы Алданского щита, расположенные в активной тектонической зоне, подверглись более интенсивной денудации по сравнению с палеозойскими массивами Казахского щита.

- [1] Аникеева Н.Ф. Каркаралинский интрузивный комплекс. М.: Наука, 1964. 156 с.
- [2] Геология СССР. Читинская область. Т. 36. Ч.1. 1961. 386 с.
- [3] Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья / Ред. В.П. Солоненко. М.: Наука, 1966. 230 с.
- [4] Лопатин Д.В. Геоморфология восточной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1972. 115 с.
- [5] Попова Г.З. Кольцевые и линейные морфоструктуры Казахской складчатой страны. Алма-Ата: Наука, 1966. 213 с.
- [6] Суан Ф.Т. Петрологическое и экспериментальное изучение пегматитов Кентского массива (Центральный Казахстан): Дис. ... геол.-минер. наук. М., 1987. 196 с.
- [7] Уфимцев Г.Ф. Гималайская тетрадь. (Очерки морфотектоники и геоморфологии Евразии). М.: Научный мир, 2005. 303 с.

ЗОЛОВЫЙ MORFOГЕНЕЗ: ТЕОРИЯ, ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ

Е.М. Тюменцева

*Восточно-Сибирская государственная академия образования,
Иркутск, tumencev@irk.ru*

На первом этапе изучения деятельности ветра как рельефообразующего фактора (XVIII – XIX вв.) устанавливалось, как работает ветер на Земле, география проявления эоловых процессов, роль пылевых бурь, источники материала и особенности переноса и аккумуляции пыли, механизм образования эоловых форм рельефа, формирование лессовых отложений. У истоков этой науки стоят великие русские ученые В.В. Докучаев, Г.Н. Высоцкий, В.А. Обручев и др.

В начале XX в. на первый план выступает географический аспект распространения дефляционных процессов. С 60-х гг. в период освоения целины эоловые процессы рассматривались как особенно мощный фактор деградации почв. Изучением ветровой эрозии занимались целые коллективы научно-исследовательских учреждений. Обращалось внимание на изменение состава и свойств почв при дефляции, была проведена классификация дефлированных почв, районирование территории СССР по дефляционной опасности земель, разработаны агротехнические способы борьбы с дефляцией и созданы противоэрозионные системы земледелия.

К концу XX в. накопилось большое количество материала о распространении и региональных особенностях дефляции в разных районах России – в Западной Сибири, Нижнем Поволжье, на Северном Кавказе, в Прибайкалье, Забайкалье и др. Особое внимание уделялось пылевым бурям, во время которых эоловые процессы достигают максимальной интенсивности. Анализировались основные факторы дефляции, получены их количественные зависимости, проведен анализ антропогенной составляющей дефляции на пастбищах, пашнях и др., картографирование дефляционноопасных земель [1, 2]. Большое внимание уделялось изучению развития эоловых процессов в позднем плейстоцене и голоцене. Активно изучаются эоловые процессы и за рубежом. В США разработаны эмпирические зависимости для расчета дефляции. Эоловый процесс как фактор опустынивания привлекает внимание ученых в различных районах с аридным и семиаридным климатом в Сахельской зоне, Монголии, пустыне Тар в Индии, в Патагонии Аргентины, в Австралии и др.

В настоящее время интерес к исследованию эоловых процессов не иссяк. Особое внимание уделяется анализу эоловых систем, включающих три зоны развития процессов: зону выдувания, зону транзита вещества, зону осаждения пыли, анализируются эоловые миграционные потоки, определяются источники их питания, делаются попытки их количественной оценки, составляются карты риска эоловой почвенной эрозии, определяется эоловая дефляционная чувствительность почв, анализируются различные обстановки эолового рельефообразования.

В последние годы в распоряжении ученых находится огромная база Интернет-ресурсов, аэрофотоматериалов, дистанционные методы для выявления миграционных эоловых потоков, термолюминесцентная и инфракрасная технология для определения возраста эоловых накоплений, моделирования пылевых бурь. Все это позволяет выявить современные тенденции в развитии эоловых процессов в разных районах мира, прогнозировать развитие этих процессов при активизации антропогенной составляющей и при изменении климатических показателей отмечать реакцию эоловых геоморфологических систем даже на незначительные изменения климата. Важная роль отводится изучению динамики эоловых процессов, выявлению ритмичности в изменении современных природно-климатических условий и построению на этой основе прогноза развития дефляции.

Определенный вклад в теорию эоловых процессов был внесен иркутскими геоморфологами. Было изучено современное развитие эоловых форм рельефа на юге Средней Сибири, в котловинах гор Южной Сибири, Байкальской физико-географической стране. Ветровой снос охватывает здесь значительные пространства во всех экзолитодинимических

поясах со сложной мозаикой ландшафтов с резко неодинаковой динамикой процессов [3]. Проведен анализ морфологии эоловых форм рельефа, определены скорости эоловой денудации, средние и катастрофические, особенности перераспределения вещества, динамика пылевых бурь, интенсивность дефляции и аккумуляции на протяжении позднего плейстоцена, голоцена и современности [4, 5].

Развитие экзогенных геоморфологических процессов, в том числе эоловых, изменение их во времени и пространстве изучались на физико-географических стационарах Института географии СО РАН. Материалы опубликованы в работах З.А. Титовой, И.Н. Рашбы, О.И. Баженовой и др. [6]. Проведены полевые эксперименты по изучению механизма дефляции, определению насыщенности и интенсивности переноса ветром частиц грунта, дефлируемости почв, аккумуляции рыхлого материала. Получены данные о сезонной и многолетней динамике эоловых процессов в природных, в природно-антропогенных (пашни, пастбища) и техногенных (склоны отвалов) геосистемах. Особое внимание уделялось изменению интенсивности процессов в сопряженных фациях катенарного ряда от плакорных элювиальных до аккумулятивных, установлению эволюционных трендов эоловых процессов, характеризующих динамику развития эоловых потоков внутри локальных природных комплексов, многолетних циклов функционирования геоморфологических систем во влажные и сухие многолетние периоды (фазы).

В настоящее время нами проводятся экспериментальные наблюдения за современным рельефообразованием на полигоне в Большом Голоустном в Прибайкалье. Они направлены на получение данных об эоловых потоках вещества внутри геосистем разного ранга и между соседними ландшафтами, о их взаимоотношении с другими потоками вещества, природными и антропогенными компонентами геосистем. Изучаются особенности образования дефляционных поверхностей, котловин, мостовых, определяется вклад эоловых процессов в преобразование поверхности. Полученные данные свидетельствуют об активизации эоловых процессов, которая является индикатором глобального потепления. Именно переходные семигумидные и семиаридные области наиболее подвержены ветровой эрозии при дестабилизации климатического режима.

- [1] Ларионов Г.А. Эрозия и дефляция почв: основные закономерности и количественные оценки. М.: Изд-во Московского университета, 1993. 200 с.
- [2] Сажин А.Н. Географические закономерности современной дефляции в степях Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин: Автореф. дис. М.: Московский государственный университет, 1995. 35 с.
- [3] Агафонов Б.П. Экзолигодинамика Байкальской рифтовой зоны: Новосибирск: Наука, 1990. 175 с.
- [4] Выркин В.Б. Современное экзогенное рельефообразование котловин байкальского типа. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 1998. 175 с.
- [5] Баженова О.И., Любцова Е.М., Рыжов Ю.В., Макаров С.А. Пространственно-временной анализ динамики эрозионных процессов на юге Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1997. 208 с.
- [6] Снытко В.А., Баженова О.И., Любцова Е.М. Эоловая миграция вещества в степных и лесостепных ландшафтах Сибири // ДАН. 1997. Т. 357, № 1. С. 108–111.

ИЗМЕНЕНИЯ РЕЛЬЕФА КОТЛОВИНЫ НОВОСИБИРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА В ПЕРИОД ЕГО НОРМАЛЬНОЙ ЭКСПЛУАТАЦИИ

Е.А. Федорова, К.В. Марусин, А.Ш. Хабидов

*Институт водных и экологических проблем СО РАН,
Барнаул, khabidov@iwep.asu.ru*

Новосибирское водохранилище было создано в 1957–1959 гг. в результате частичного затопления долины р. Оби. Водоем простирается в генеральном направлении с юго-запада на северо-восток от г. Камень-на-Оби до г. Новосибирска. Он относится к наиболее распространенному типу искусственных водоемов – долинным водохранилищам низменных равнин и невысоких плато, имеет простую в плане форму, берега сложены горными породами с различной устойчивостью к размыву волнами и течениями.

По заполнении Новосибирского водохранилища водоем имел следующие основные морфометрические характеристики: длина – 183.4 км, площадь акватории – 1070 км², полный объем – 8.8 км³, полезный объем – 4.4 км³, максимальная глубина – 25.0 м, средняя глубина – 9.0 м, протяженность береговой линии – 800.0 км, протяженность береговой линии 490 островов, площадь которых составляла 68.23 км², – 933.89 км, степень изрезанности береговой линии по М.А. Великанову – 23.19.

В течение 50 лет нормальной эксплуатации Новосибирского водохранилища его морфометрические характеристики существенно изменились. В настоящее время полный объем водохранилища составляет 7.78 км³, площадь акватории – 1081,79 км², максимальная ширина – 22.0 км, средняя ширина – 5.90 км, максимальная глубина – 24.2 м, средняя глубина – 7.19 м, протяженность береговой линии – 725.64 км, протяженность береговой линии 406 островов, площадь которых составляет 87.35 км², – 980.41 км, степень изрезанности береговой линии – 21.15.

Как видно, объем осадков, накопившихся в котловине Новосибирского водохранилища, составил 1.02 км³, т.е. средняя мощность отложений равна 94.24 см. При этом в общем объеме накопившегося рыхлого материала доля твердого стока составляет 72.45 % (0.739 км³), а продуктов размыва берегов – 27.55 % (0.281 км³). При этом следует отметить:

1. Основная часть твердого стока образующей водоем реки накапливалась в области преимущественно флювиального морфолитогенеза водохранилища и, отчасти, в переходной к области преимущественно волнового морфолитогенеза зоне, а накопление продуктов размыва берега доминировало в наиболее представительной области водохранилища – области преимущественно волнового морфолитогенеза. Это явление характерно [1] для всех крупных водохранилищ России.

2. Возрастание площади акватории водохранилища обусловлено размывом его берегов и действием волн и течений, прежде всего в области преимущественно волнового морфолитогенеза, где площадь размытых побережий в 3.34 раза больше площади образовавшихся береговых аккумулятивных форм. В переходной области этот процесс сбалансирован (1.151 и 1.278 км²), а в области преимущественно флювиального морфолитогенеза общая площадь размытых территорий и новых аккумулятивных форм соответственно равна 1.301 и 31.245 км².

3. Снижение степени изрезанности береговой линии свидетельствует о развитии у берегов водоема интенсивного продольного перемещения наносов.

[1] Хабидов А.Ш., Леонтьев И.О., Марусин К.В., Шлычков В.А., Савкин В.А., Кусковский В.С.

Управление состоянием берегов водохранилищ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 239 с.

ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ ОТ СУШИ К АКВАТОРИИ В ПРЕДЕЛАХ «БОЛЬШОГО ПЕТЕРБУРГА»

Д.П. Финаров, Л.А. Нестерова, О.А. Бредис

*Российский государственный педуниверситет им. А.И. Герцена,
Санкт-Петербург, l-nesterova@mail.ru*

Развитие крупного города сопряжено с активным использованием прилегающих площадей, понятие «Большой Петербург» включает удаленные территории, которые выходят за городскую черту, но тем не менее относятся к городу. Рост темпов освоения пространства связан в первую очередь с этими районами. Кроме этого, важным является решение о расширении границ Петербурга (на 400 га) за счет намыва новых земель в акватории Финского залива. Побережье, как часть береговой зоны, относится к активным типам поверхности контактов, где взаимодействие и взаимопроникновение гидросферы, литосферы, атмосферы и биосферы происходит наиболее ярко и заметно. А если учесть, что береговая зона интенсивно используется человеком, то к вышеперечисленным оболочкам можно добавить и техносферу. Очевидно, что оценка изменений, происходящих в прибрежной зоне, должна находиться на приоритетном уровне. Важным шагом является изучение островных территорий. В пределах «Большого Петербурга» есть город-остров, на котором располагается один из районов города – Кронштадтский.

Остров Котлин расположен в восточной части Финского залива Балтийского моря у входа в Невскую губу. Он вытянут в направлении северо-запад – юго-восток. Длину острова можно определить в 11.46 км, наибольшую ширину – всего в 2 км. Остров окаймлен каменистой отмелью с глубинами от 0.2 до 4.0 м. Наибольшее внимание привлекает северо-западная часть острова, местность не заселена и характеризуется оригинальными ландшафтами и растительностью, существующими в условиях частого затопления и подвижности субстрата в прибрежных зонах. Морфологическое строение изменяется под воздействием волновых, ветровых процессов, а также антропогенной нагрузки (эта территория является единственно доступной зоной отдыха), кроме этого, здесь находятся исторические фортификационные сооружения – береговые форты «Александр Шанец» и «Риф». Природные комплексы Западного Котлина играют важнейшую роль в поддержании экологического баланса городской территории и имеют важнейшее рекреационное значение. Здесь планируется создание особо охраняемого объекта «Западный Котлин».

В настоящее время одним из самых актуальных негативных природных факторов для о. Котлин являются нагонные наводнения в Невской губе Финского залива. Превышение равнинного рельефа преимущественно в пределах от 0.3 до 3.0 м. Большая часть территории находится в переувлажненном состоянии. Режим уровней воды в прилегающей части Финского залива характеризуется снижением до отн. –1.52 м – при сгонных явлениях и повышением до отн. +3.15 м – при нагонных наводнениях, с учетом набега волны. Территория острова с абсолютными отметками ниже 3.0 м подвержена затоплению в периоды нагонных наводнений на Балтике [3].

На основании типологии элементарных ландшафтов тайги северо-запада Европейской России [1], можно определить основные морфологические элементы побережья Западного Котлина: современные песчано-галечные и песчаные пляжи с береговыми валами и низменные равнины.

Пляжи являются одними из наиболее «физиономичных» ландшафтов рассматриваемой территории, и именно они привлекают сюда массы отдыхающих. Галечные пляжи распространены на выпуклых формах берега, где преобладает абразия, а песчаные – на вогнутых, с преобладанием аккумуляции. Максимальное развитие здесь получает прямой прибойный поток. Часто на пляже прослеживаются лишь линии заплесков волнения различной силы, оконтуренные выбросами водорослей, мелкой уплощенной галькой.

По морфологическим признакам пляжи относятся к пляжам полного профиля, имеющим впереди формирующегося накопления наносов достаточно свободного пространства,

которое представляет собой отлогий и широкий морской склон, короткий и более крутой склон обращен к берегу.

Пляж имеет протяженность 6 км. Ширина пляжа 50–100 м, относительная высота до 2.0–2.5 м. В пределах пляжа очевидно наличие следующих элементов: пляжевого откоса, в виде ряда гирлянд из изогнутых валиков (до 2 см), выпуклых по направлению к суше; береговых валов – наиболее ярких элементов в строении пляжей: один наиболее крупный, высотой 2.5 м, закрепленный древесной растительностью, примыкающий к низменной равнине, и менее закрепленные в основной зоне пляжа, с псаммофитной растительностью, незакрепленные перемещающиеся по берегу береговые валы одного штормового цикла. На пляжах многообразно представлены фестоны, которые наиболее выражены для песчано-галечных пляжей. В момент наблюдений на побережье были сформированы свободные аккумулятивные формы – косы.

Среди низменных равнин есть заболоченные и хорошо дренированные. Заболоченная равнина является продолжением морских берегов с тростниковыми зарослями. Абсолютные отметки выше 0.5 м. Для нее характерны понижения, вполне возможно, играющие роль лагун, часто переувлажненные и заболоченные или занятые мелкими водоемами.

Дренированные волнистые песчаные морские равнины похожи на береговые валы, но отличаются от них отсутствием выраженного грядового рельефа. Возможно, именно из-за рекреационной дигрессии в этих местоположениях возникают явления олового переноса, которые, хотя и не приводят к образованию настоящих дюн, но формируют характерный мелкобугристый микрорельеф.

На основании проведенного гранулометрического анализа [2] были сделаны выводы о преобладании среднезернистого компонента в песчаной толще. Проведя и минералогический анализ, мы выяснили, что в них преобладает кварц (80 %), т.е. пески олигомиктовые кварцевые.

Особенностью изученных отложений является отсутствие признаков оловой обработки. Коэффициент сортировки соответствует прибрежно-морским отложениям, окатанность зерен, прозрачность кварца также говорят не в пользу олового переноса.

Таким образом, в пределах побережий Западного Котлина отмечаются процессы как размыва, так и пляжеобразования, а на мелководье – аккумуляция песчаных отложений. Говорить о преобладании того или иного процесса еще рано. Остров представляет собой только частный случай. Работа направлена на изучение геоморфологической среды всего побережья, планируется оценка рекреационной нагрузки и экологического состояния, что особенно актуально в связи со скорым завершением комплекса защитных сооружений от наводнений.

[1] Исаченко Г.А., Резников А.И. Динамика ландшафтов тайги северо-запада Европейской России. СПб., 1996. 166 с.

[2] Котельников Б.Н. Реконструкция генезиса песков. Л.: ЛГУ, 1989. 132 с.

[3] Резников А.И., Волкова Е.А., Храмцов В.Н. Материалы комплексного экологического обследования особо охраняемой природной территории Санкт-Петербурга: «Западный Котлин». СПб., 2008. 149 с.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ЛАНДШАФТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ТЕРРИТОРИИ

А.К. Черкашин, С.В. Солодянкина

*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН,
Иркутск, cherk@mail.icc.ru, sveta@irigs.irk.ru*

Одна из задач функциональной географии – выяснение закономерностей распространения географических систем разного типа и ранга по градиентам факторов природной среды, в частности по высотному градиенту.

Задачи градиентного анализа хорошо исследованы в факториальной экологии, где разработаны прямые и непрямые процедуры такого анализа и предложены математические модели функции отклика, описывающие закономерности влияния факторов на изменение характеристик экосистем. Предложено несколько уравнений, описывающих колоколообразную форму кривых «воздействие–реакция» [1, 2]. Базовым является уравнение нормального распределения Гаусса [3, 4], которое в полулогарифмическом масштабе записывается следующим образом:

$$\ln P - \ln P_0 = a(x - x_0)^2, a = -1/(2\sigma^2), \quad (1)$$

где P – обилие видов в условиях с характеристикой влияния x ; $P_0(x_0)$ – максимальное значение (мода) обилия при модальном значении $x = x_0$, в данном случае совпадающем со средним значением независимой переменной x ; σ – среднеквадратическое отклонение x от x_0 .

Отмечено [1, 5], что реальные кривые $P(x)$ имеют выраженную асимметрию, что продемонстрировано на примере зависимости обилия видов от температурных и почвенных факторов [6]. Это стало основанием для использования в качестве аппроксимации кривой логнормального распределения, с учетом того, что логарифмический масштаб более естественно подходит для описания природных связей [7, 3, 5]:

$$\ln P - \ln P_0 = a(\ln x - \ln x_0)^2. \quad (2)$$

В данном исследовании анализируется распределение геосистем уровня геомов по высоте местоположения над уровнем моря. В качестве исходной информации использовалась оцифрованная ландшафтная карта [8] и трехмерная модель рельефа. Программными средствами ГИС рассчитано соотношение площадей геосистем определенного типа по высоте местоположения.

Территория исследования относится к двум физико-географическим областям: Южно-Сибирской горной и Байкало-Джугджурской горно-таежной, которые В.Б. Сочава [9] определил как крупные подразделения внутри физико-географического пояса, представляющие единство в отношении основных черт геологического строения и устройства поверхности, влияющих на климатообразование. Южно-Сибирская горная и Байкало-Джугджурская области разделяются на несколько провинций со своеобразной структурой вертикальной поясности [10].

Для территории исследования анализировались встречающиеся здесь геосистемы, отнесенные к 30 различным геомам, разнесенные по 19 градациям высоты с шагом 100 м. Высотные данные показывают превышение территории над урезом воды озера Байкал.

Базовое уравнение теории функциональных систем в принятых обозначениях имеет вид: $\ln P - \ln P_0 = A(x)(\ln x - \ln x_0)$, где $A(x)$ – функция связи x (значения высоты) и P (площади геомов на определенной высоте), зависящая от внутри- и внешнесистемных факторов. Последнее уравнение представляет собой пучок линий с центром $(\ln P_0, \ln x_0)$ и наклоном $A(x)$.

Для уточнения вида $A(x)$ необходимо вычленив ее из данных наблюдений. Вариант расчетов $A(x) = (\ln P - \ln P_0) / (\ln x - \ln x_0)$ требует знания положения центра пучка $(\ln P_0, \ln x_0)$, которое необходимо определить теоретически и статистически. Предлагается несколько методов решения поставленной задачи.

Сопоставляются максимумы кривых $\ln P_1(x)$, $\ln P_2(x)$ пар объектов, со смещением их относительно моды выделенного распределения $\ln P(x)$ на величину Δx_1 и Δx_2 . В этом случае значения положения моды совпадут: $\ln(x + \Delta x_1) - \ln x_{01} = \ln(x + \Delta x_2) - \ln x_{02}$. Отсюда:

$$\ln P_1 - \ln P_{01} = \frac{A_1(x + \Delta x_1)}{A_2(x + \Delta x_2)} (\ln P_2 - \ln P_{02})$$

Условие $A_1(x + \Delta x_1) / A_2(x + \Delta x_2) = const$ реализуется только в том случае, если вид функции $A(x)$ инвариантен смещению координат $A_1(x + \Delta x_1) = c_{12} A_2(x + \Delta x_2)$. Этим свойством обладают постоянные величины, тригонометрические функции вида $\sin x$, экспоненты $\exp(\alpha x)$, а также их композиции. При экспоненциальной форме $A(x)$ получаем унимодальное распределение: $\ln P - \ln P_0 = C e^{\alpha \ln x} (\ln x - \ln x_0)$, $P = P_0 (x/x_0)^{C e^{\alpha \ln x}}$.

Для этого распределения мода равна

$$\ln P_{op} = -\frac{C}{\alpha} e^{\alpha \ln x_{op}} + \ln P_0 \text{ при } \ln x_{op} = \ln x_0 - \frac{1}{\alpha}. \quad (3)$$

Прологарифмировав уравнение (3), получим линейное соотношение $\ln(\ln P_{op} - \ln P_0) = \alpha \ln x_{op} + \ln\left(-\frac{C}{\alpha}\right)$, соответствующее в данном случае уравнению регрессии ($R^2 = 0.69$) с коэффициентами $\alpha = -0.82$ и $\ln(-C/\alpha) = 4.38$, откуда $C = 65.69$ (при $\ln P_0 = -2.1$).

Распределение геосистем разного типа по градиенту высоты описывается сложной функцией, которая проявляется в различных ландшафтных и экологических исследованиях. На основе приведенного подхода разрабатывается метод вычисления различных ландшафтных характеристик (например, устойчивость, продуктивность) в зависимости от высоты местоположения и ландшафтной принадлежности территории.

- [1] Austin M.P. On non-linear species response models in ordination // *Vegetatio*. 1976. V. 33, N 1. P. 33–41.
- [2] Austin M. Performance of four ordination techniques assuming three different non-linear species response models // *Vegetatio*. 1976. V. 33, N 1. P. 43–49.
- [3] Gauch H. G., Whittaker R. H. Coenocline simulation // *Ecology*. 1972. V. 53. P. 446–451.
- [4] Ter Braak C.J.F., Prentice I.C. A theory of gradient analysis // *Advances in Ecological Research*. 1988. V. 18. P. 271–371.
- [5] Austin M.P. Models for the analysis of species' response to environmental gradients // *Vegetatio*. 1987. V. 69. P. 35–45.
- [6] Austin M.P. Community theory and competition in vegetation / J.B. Grace, D. Tilman (eds.) *Perspectives on Plant Competition*. San Diego: Academic Press, 1990. P. 215–238.
- [7] Сочава В.Б., Кугелевичус И.Б., Лиопо Т.Н. Метод комплексной ординации и принципы количественной оценки природных режимов // *Топология степных геосистем*. Л.: Наука, 1970. С. 27–44.
- [8] Ландшафты юга Восточной Сибири. Карта М 1:2500000, 1977.
- [9] Сочава В.Б. Определение некоторых понятий и терминов физической географии // *Доклады Института географии Сибири и Дальнего Востока*. 1963. № 3. С. 50–59.
- [10] Сочава В.Б., Ряшин В.А., Белов А.В. Главнейшие природные рубежи в южной части Восточной Сибири // *Доклады Института географии Сибири и Дальнего Востока*. 1963. № 4. С. 19–24.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ, СТРУКТУРНАЯ И КЛИМАТИЧЕСКАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ ОПОЛЗНЕВЫХ ЯВЛЕНИЙ В ДОЛИНЕ Р. МЗЫМТА (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

А.Р. Агатова, В.Г. Владимиров, Е.М. Высоцкий, Я.В. Куйбида,
М.Л. Куйбида, И.В. Кармышева

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, agatr@mail.ru

Исследования оползневых явлений в долине реки Мзымта (предгорье Северного Кавказа) приобретают особую актуальность в связи со строительством и эксплуатацией транспортных коммуникаций, связывающих г. Сочи с олимпийскими объектами. В 2009–2010 гг. авторами проведено картирование 14 оползневых участков в масштабе 1:1000, расположенных на левом борту долины р. Мзымта от п. Красная поляна до северной границы Адлеровского района (п. Высокое). Особое внимание в работе было уделено изучению тектонической, структурной и климатической обусловленности оползневых явлений.

Исследуемая территория расположена в западной части Большого Кавказского хребта в пределах его южного макросклона, понижающегося в сторону котловины Черного моря от абсолютных отметок 2450 м (хр. Аибга, район п. Красная поляна) до уровня моря в районе мегаполиса. Абсолютные отметки уреза воды р. Мзымта в районе п. Красная поляна составляют около 525 м. Климат района субтропический гумидный.

В пределах долины р. Мзымта на протяжении около 40 км происходит смена климатических условий, растительности, изменяются геологическое строение и литологический состав горных пород. Все эти факторы, наряду с изменением характера рельефа, обеспечили крайне разнообразные условия оползневых процессов. Во многих случаях оползневые явления контролируются сейсмической активностью и техногенным воздействием на природные ландшафты. В настоящем сообщении влияние этих факторов рассмотрено на примере нескольких оползневых зон.

В районе п. Высокое – п. Нижняя Шиловка распространены отложения хостинской свиты (Pg₃hs) мощностью до 300 м, представленные переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. На левобережье р. Мзымта песчаники и аргиллиты хостинской свиты имеют падение (аз. пад. 160–180°, угол 10–20°), близкое к противоположному направлению уклона рельефа (~300°). Оползневой склон имеет ярусное строение. Крутизна склонов изменяется от 15–25° в нижнем ярусе до 40–50° в верхнем ярусе, занимающем большую часть склона. В верхнем ярусе распространены уступы коренных пород, к которым приурочены обвало-оползни. Оползневые процессы представлены преимущественно оползанием маломощных (0.5–1.0 м) коллювиальных отложений. При этом по материалам сейсмического профилирования установлена фрагментация коренных пород не только по напластованию, но и по листрическим разломам до глубины 40 м. При крутизне склонов более 25 градусов возможно гравитационное отседание блоков коренных пород размером до 3–5 м и более. Мощность оползневых отложений в нижнем аккумулятивном ярусе достигает 10 м.

В районе п. Ахштырь изучались оползневые явления непосредственно на территории поселка. Здесь коренные отложения ахштырской свиты (Pg₁₋₂ah) представлены преимущественно аргиллитами. В результате прокладки автодорог произошло блокирование

естественного стока грунтовых вод, приведшее к активному оползанию как верхних горизонтов почвенно-глинистой массы и суглинков, так и подстилающих их аргиллитов (мощностью до 5 м). Последние теряют свои прочностные свойства и вовлекаются в прогрессивное оползание с формированием характерных структур растяжения и роллинговых структур (оползневое пластическое течение коренных пород).

Южнее п. Красная скала в месте впадения в р. Мзымта ее левого притока ручья Глубокий Яр расположен крупный водопад («Пасть Дракона»). Его возникновение связано, вероятнее всего, с надвиганием рифогенных известняков кацихрской свиты ($J_3k\check{c}$) на отложения мацестинской свиты ($Pg_3m\check{c}$) (глины, алевролиты и песчаники). Тектоническое экспонирование толщ на верхние эрозионные уровни сопровождалось как заложением сопряженных разломов, так и деформированием известняков в крупные открытые складки с шарнирами, полого погружающимися на северо-запад. Возможно, часть сопряженных разломов имеет иное происхождение и связана с современной сейсмоактивностью. На это указывает наличие зон брекчирования мощностью до 22 м, ступенчатый продольный профиль русла Глубокого Яра и другие данные. Совокупность литологических и тектонических факторов обеспечила на данном участке формирование сложной системы оползней обвального-осыпного типа с отседанием на левом борту р. Мзымта крупных блоков известняков в направлении русла реки. Следует отметить, что в случае возобновления сейсмической активности возможно повторное смещение крупных блоков пород по слабонаклонным зонам брекчирования.

Несмотря на различия в строении оползневых участков, масштабов и активности оползневых процессов, для всех участков установлена определяющая роль литолого-структурных и тектонических факторов.

Разнообразие морфологии и крутизны склонов вдоль долины р. Мзымта во многом определяется литологическим составом пород различных геологических формаций юры и палеогена. Так, в условиях гумидного климата аргиллиты подвержены наиболее быстрому выветриванию до глинистой составляющей, что обуславливает как поверхностное оползание склоновых отложений (солифлюкцию), так и формирование глубокозалегающих глинистых слоев – водоупоров, по которым соскальзывают уже крупные массивы горных пород.

Переслаивания компетентных (мрамора, мергели, песчаники) и ослабленных (аргиллита и алевролиты) горизонтов обеспечивают ступенчатый профиль склонов. В ряде случаев соскальзывание происходит по структурно предопределенным плоскостям – поверхностям напластования.

Необходимо отметить, что оползневые явления носят полистадийный характер. Наиболее крупные древние оползни и сели фиксируются в зонах разновозрастных тектонических нарушений, главные из которых на изучаемой площади – Монастырский, Дзыхринский, Воронцовский, Кепшинский, Краснополянский и Мзымтинский разломы.

Таким образом, основными факторами, вызывающими повсеместное развитие оползневых явлений в бассейне р. Мзымта (Северный Кавказ), являются: гумидный тропический климат, широкое распространение аргиллитов, глинистых отложений и их дериватов, высокая степень расчлененности рельефа, наличие зон тектонических нарушений и высокая сейсмическая активность.

В настоящее время, в связи со строительством транспортных коммуникаций и сооружений, вырубкой лесопосадок и подрезкой основания склонов, нарушением естественного стока поверхностных и грунтовых вод, происходит активизация оползневых процессов. В данной ситуации необходимо не только доизучение территории и опережающие противооползневые мероприятия, но и мониторинг наиболее опасных оползневых участков, расположенных в зонах сопряжения крупных тектонических нарушений.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЛЕЙСТОЦЕНОВОМ ОЛЕДЕНЕНИИ ЧАГАН-УЗУНСКОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ)

А.Р. Агатова, Р.К. Непоп

*Институт геологии и минералогии СО РАН,
Новосибирск, agatr@mail.ru*

Юго-Восточный Алтай является одним из интереснейших для расшифровки событийной последовательности четвертичного периода районов Алтайского поднятия, где сохранились следы нескольких плейстоценовых оледенений и гигантских ледниково-подпрудных озер. Нами были получены новые данные по древнему оледенению Чаган-Узунского массива, разделяющего Чуйскую и Курайскую межгорные впадины. В отличие от Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов, обрамляющих впадины с юга, на уплощенной вершине массива и в верховьях дренирующих его макросклоны долин современные ледники отсутствуют. Кроме того, этот массив, согласно [1, 2], практически не был затронут процессами оледенения и в плейстоцене (при этом местоположение следов оледенения на геологической карте и на схеме Е.В. Девяткина указано по-разному). Позднеплейстоценовые моренные отложения на юго-восточной периферии массива – водораздел рек Кызылчин и Чаган-Узун – считались следами ледника, выходящего по долине Чаган-Узуна из гребневой части Южно-Чуйского хребта. При этом существование ледоёма в Ыылдыскельской котловине на вершине Чаган-Узунского массива и выводного ледника по долине Кызылчина в публикациях исследователей этого района никогда не предполагалось, хотя тема ледоёмов на Алтае в свое время активно обсуждалась, и ей было посвящено большое количество работ.

Детальные геоморфологические исследования, проведенные нами на этой территории, показали, что вершинная котловина Чаган-Узунского горного выступа заполнялась льдом. Ледоём занимал площадь около 80 км² и в максимум заполнения (высота 2520 м) достигал мощности 100 м (160 м в месте вреза трога Акайры в днище котловины). Помимо геоморфологических методов для реконструкции площадных параметров ледоёма были использованы расчеты толщины льда выводного ледника, конечная морена которого была закартирована нами в ходе полевых работ. Этот ледоём представлял собой совершенно особую разновидность котловинных ледников. Его основным отличием от «классических» Алтайских ледоёмов, существовавших в крупных межгорных впадинах (Джулукульской, Сайгоньшской, Улаганской, Сарулукульской и др.) и оставивших яркие следы в виде основной морены, камовых террас, камов и озов, является отсутствие выраженных в рельефе моренных отложений на днище Ыылдыскельской котловины. Эта особенность является следствием того, что в обрамлении котловины отсутствуют высокие хребты, ледники которых накапливали бы в данном понижении обломочный материал. Этой же причиной объясняется и другая важная особенность Ыылдыскельского ледоёма – его развитие происходило без «предварительной» фазы аккумуляции льда за счет его притока из высокогорных хребтов. Очевидно, что возникновение и развитие ледоёма стали возможными лишь при опускании снеговой линии до уровня днища Ыылдыскельской котловины – абсолютной высоты около 2400 м (либо ниже, так как эта оценка не учитывает величину тектонического поднятия Чаган-Узунского блока в постледниковый период).

По всей видимости, ледоём существовал синхронно с ледником, спускавшимся по долине Чаган-Узуна и оставившим конечные морены в Чуйской впадине. Этот вывод сделан на основании конформного залегания морен Кызылчинского и Чаган-Узунского ледников. Так как проблема определения абсолютного возраста ледниковых отложений до сих пор не решена, мы придерживаемся их возрастной трактовки, предложенной в работе [2], как наиболее отвечающей нашим собственным наблюдениям, и относим возникновение ледоёма к началу позднего плейстоцена.

Летом 2009 г. в долине Караайры, отнесенной на Геологической карте к области внеледникового рельефа, нами были закартированы две серии конечных морен. Эта находка подтвердила правильность нашей реконструкции, согласно которой ледник долины Караайры сообщался с ледоёмом как через седловину в ее верховье (2470 м), так и через водораздел

высотой до 2510 м, о чем свидетельствует сглаженная форма, ледниковая штриховка и редкие валуны на поверхности водораздела. При опускании уровня ледоёма ниже этого водораздела и до 2470 м сообщение происходило только через седловину, а при дальнейшем снижении небольшой ледник долины Караайры оказался отрезанным от ледоёма. Возникший при его деградации эрозионный врез значительно уступает по глубине ущелью в долине Акайры, по которой происходил сток при таянии основного ледоёма.

В ходе маршрута по сквозной долине Караайры – Арыджан следов предполагаемого заплеска воды из Курайской впадины в Чуйскую, сопутствовавшего согласно [3, рис. 23] катастрофическому спуску Курайско-Чуйского озера, на вершинной седловине нами обнаружено не было. Ущелье в устье Караайры, как отмечено выше, уступает ущелью Акайры. Скорее, наоборот, привлекает внимание очень резкое углубление русла Арыджана сразу же после седловины – вплоть до «сухого водопада» около 6 м высотой. Причиной такого углубления может являться лишь сток, направленный в Курайскую впадину, а не наоборот, который, возможно, был обусловлен деградацией ледника в седловине. Хотя мощность этого ледника и не была большой, но уклон днища долины р. Арыджан, как и других долин западного макросклона, гораздо круче, чем уклон днищ долин противоположного восточного макросклона Чаган-Узунского массива. Большой уклон днища вызывает более значительное эрозионное врезание. В случае существования стока из Чуйского озера уровень последнего должен был бы превышать 2500 м, однако достоверно установленный верхний уровень заполнения озера приурочен к горизонтали 2250 м [4]. Именно на этой высоте располагается внутренняя серия конечных морен в долине Караайры, имеющих уплощенную заглаженную поверхность. По всей видимости, этот перевал на вершине Чаган-Узунского массива не играл роли спиллвея при спуске Курайского озера. В пользу этого вывода свидетельствует отсутствие на склонах и днище долины Караайры обломков каких-либо других пород кроме мраморизованных известняков баратальской свиты, в которых выработана эта долина. Нет их и в конечной морене выводного Кызылчинского ледника, имеющей тот же однородный состав. В целом поверхность морены Кызылчинского ледника отличается частыми узкими, волнистыми в плане валами, гребни которых находятся примерно на одном гипсометрическом уровне – 2100 м во внешней части моренного комплекса и 2120 м – во внутренней, то есть достаточно четко выдержаны по высоте. Пока сложно объяснить морфологию этой морены, а также резкое различие внешнего вида тесно контактирующих и при этом конформных морен Чаган-Узунского и Кызылчинского ледников.

- [1] Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 200 000 (серия Алтайская). Объяснительная записка. Лист М-45-ХVII / Ред. И.И. Белостоцкий. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 104 с.
- [2] Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с.
- [3] Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика и палеогеографическое значение). Томск: Изд-во Томского государственного педагогического университета, 2005. 224 с.
- [4] Русанов Г.Г. Максимальный уровень Чуйского ледниково-подпрудного озера в Горном Алтае // Геоморфология. 2008. № 1. С. 65–71.

РОЛЬ РАЗРЫВНОЙ ТЕКТониКИ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА ПО ДАННЫМ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО И ДИСТАНЦИОННОГО АНАЛИЗА

О.В. Бобровская

*Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, olesya-bobrovskaya@yandex.ru*

Морфометрический анализ заключается в измерении, анализе и интерпретации многочисленных разрозненных параметров земной поверхности в целом, ее элементов и форм, а также в графическом и графическо-аналитическом построениях для решения частных и прикладных задач. В задачи структурного дешифрирования входит выявление новейших тектонических деформаций геоморфологических поверхностей с использованием спектрально-отражательных свойств географического ландшафта.

Олхинское плоскогорье располагается между Тункинскими Гольцами и Приморским хребтом в форме треугольника. С юга оно ограничено тектоническим уступом к озеру Байкал, с востока – Иркутским водохранилищем и с запада – рекой Иркут. По какой-то причине изучение его рельефа как переходной зоны между новейшими тектоническими структурами Восточного Саяна с одной стороны и Байкальской системой впадин и хребтов с другой не происходило. Нет ни одной работы, посвященной его геоморфологической структуре. «Треугольник» рассматривался лишь с общих позиций новейшей тектоники и геоморфологии Прибайкалья. В данной работе автор стремится восполнить этот пробел.

В основе работы лежат морфометрические построения по топографическим картам масштаба 1:100 000 съёмки 1989 г. и полевые материалы Д.В. Лопатина. Было реконструировано положение вершинной поверхности по методике В.П. Философова [3]. Построена схематическая карта изобазит и остаточного рельефа (водораздельных поверхностей). При выделении новейших тектонических деформаций этих поверхностей был проведен градиентный анализ аномальных зон и структурное дешифрирование синтезированных космических снимков Landsat7 ETM+ в спектральных диапазонах 0.52–0.60, 0.63–0.69, 0.76–0.90 и 1.55–1.75 мкм.

Исследования показали, что территория Олхинского плоскогорья представляет собой выровненный рельеф с базисным уровнем вершинной поверхности 800 м и останцами более древнего рельефа высотой 70–100 м над ней. Субгоризонтальная поверхность осложнена склонами и заболоченными днищами древовидной гидросети с амплитудой эрозионного вреза в базисный уровень до 50–100 м [2]. Отдельные депрессионные понижения связаны с активизацией эрозионных процессов на трассах древних разломов.

Вершинный уровень плоскогорий восточнее истока реки Ангары имеет такой же уровень вершинной поверхности, как и Олхинское плоскогорье, что, в свою очередь, может свидетельствовать об идентичности процессов развития этих территорий и отсутствии деформационных процессов на его вершинной поверхности. Прорыв Ангары в позднем неоплейстоцене связан в большей степени с блоком отседания, на что указывает форма амфитеатра, характерная также для других эндокинетических обвалов вдоль Обручевского сброса [1].

Общее поднятие Олхинского плоскогорья начинается резко – в виде тектонического уступа субмеридионального простираения высотой 100–150 м в районе верховьев правого притока р. Тигунчиха. Базисная поверхность приобретает все возрастающий общий наклон к востоку (от 800 до 1500 м); локализуется пластинчато-блоковая структура форбергов, простирающихся параллельно Главному Саянскому разлому.

Обращает на себя внимание тот факт, что цокольное днище Быстринской впадины и водораздельная поверхность Быстринско-Байкальской перемычки имеют общий вершинный уровень, что и Олхинское плоскогорье (800 м). Резкая смена геоморфологической структуры наблюдается лишь в зоне причленения его к склону Хамар-Дабана, рельеф которого всецело подчинён мощно развитому субширотному уступу на продолжении Обручевского сброса, контролирующего южный уступ Олхинского плоскогорья.

Таким образом, в результате исследований «треугольник» Олхинского плоскогорья можно подразделить на две части: западную, активизированную неоплейстоценовыми тектоническими деформациями – зону форбергов Восточного Саяна (с уровнем поверхности 900–1500 м), и восточную недеформированную – с недеформированным базисным уровнем 800 м и с отсутствием новейших деформаций.

- [1] Уфимцев Г.Ф. Парадокс байкальской геодинамики // Природа. 1998. № 8. С. 88–90.
- [2] Филинов И.А., Щетников А.А., Уфимцев Г.Ф. Морфоструктурный анализ планового рисунка речной сети Иркутского амфитеатра // Отечественная геоморфология: прошлое, настоящее, будущее: Материалы XXX Пленума Геоморфологической комиссии РАН, 15–20 сентября 2008 г. СПб., 2008. С. 90–91.
- [3] Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Саратовский госуниверситет, 1960. 94 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ОПОЛЗНЕЙ В АРМЕНИИ: РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

В.Р. Бойнагрян

*Ереванский государственный университет,
Ереван, vboynagryan@ysu.am*

Оползни в Армении изучаются с 1926 г., однако их исследования вначале имели в основном эпизодический характер. Систематические инструментальные и режимные наблюдения оползней стали проводиться лишь с 70-х годов XX в. в Институте геологических наук НАН РА под руководством А.Т. Асланяна, Г.И. Тер-Степаняна и Р.Б. Ядосяна.

Теоретические исследования оползневых процессов и устойчивости склонов выполнялись с 1945 г. Г.И. Тер-Степаняном [7–9]. Реологию глинистых грунтов – их ползучесть и длительную прочность – изучал С.Р. Месчан [5–6], а вопросам прогнозирования оползней были посвящены работы К.А. Гулакяна [4].

В 70–80-х годах XX в. были выполнены геодезические измерения смещения многих оползней республики, повторная фототеодолитная съемка ряда крупных оползней на территории курортного города Дилижан, буровые и геофизические работы, а также дешифрирование аэрофотоснимков масштаба 1:25000 и полевое картирование оползней в том же масштабе.

Исследования позволили классифицировать оползни республики по размерам, форме в плане, механизму смещения (оползни-обвалы, оползни скольжения, оползни течения, сложные оползни, а также срезающие оползни сдвига, консеквентные оползни сдвига, оползни выдавливания, вязкопластические оползни – оползни-потоки, оползни гидродинамического разрушения, суффозионные оползни), времени формирования, происхождению (природные сейсмогенные и природные несейсмогенного характера, антропогенные), степени активности и составу смещающихся пород.

Определены условия формирования оползней республики в целом и каждого конкретного оползня. Ими являются: **геоморфологические** (значительные глубина и густота расчленения рельефа, преобладание крутых и выпуклых склонов, интенсивная эрозия рек), **геологические** (широкое развитие различных пластичных и соленосных глин, лессовидных суглинков, гидротермально измененных пород; наличие многочисленных разломов; увлажнение горных пород грунтовыми водами; высокая сейсмичность территории республики), **физико-географические** (количество осадков и продолжительность их выпадения) и **антропогенные** (подрезка и перегрузка склонов, утечки воды из различных водоводов,

чрезмерный полив приусадебных участков, сотрясения склонов при прохождении транспортных средств и при взрывных работах и т.п.).

В последние годы в Армении отмечается интенсификация оползневых процессов, связанная не только с общей активизацией геодинамической обстановки во всем Альпийско-Гималайском регионе, климатическими изменениями, но и вырубкой лесов на больших площадях, прекращением проведения противооползневых мероприятий из-за отсутствия финансов и т.п. Поэтому сильно возрос ущерб от оползней, в удручающем положении находится курортный город Дилижан, разрушено большинство домов в с. Вохчаберд, а в с. Агарцин периодически затопляются близлежащие к р. Агстев постройки из-за перекрытия русла реки сползающим оползнем. На сегодняшний день 131 оползневой участок требует незамедлительных противооползневых мер для защиты объектов гражданского и инженерного строительства, транспортных коммуникаций.

К сожалению, в настоящее время изучение оползней в Армении проводится разрозненно разными организациями и разными людьми. Результаты исследований в виде отчетов оседают в фондах различных учреждений и недоступны другим. До последнего времени не было ни одной обобщающей работы, в которой рассматривались бы все аспекты формирования и распространения оползней Армении, их разновидности и т.п. Этот пробел был в какой-то мере восполнен обзорной статьей [1] и разделом по оползням в недавно опубликованной монографии [2 (глава VIII, §3)]. И буквально в конце декабря 2009 г. вышла из печати монография «Оползни Армении», подготовленная коллективом авторов по инициативе и под редакцией В.Р. Бойнагряна [3], в которой обобщены материалы многолетних исследований авторов и их коллег; рассмотрены распространение оползней в республике, причины и условия их формирования, разновидности, причиняемый ими ущерб; выполнен расчет устойчивости склонов; дана оценка опасности и риска оползнепроявления; рассмотрены использованные меры защиты от оползней и предложены дальнейшие противооползневые меры; предложена методика расчета ущербов от оползней, которая получила высокую оценку специалистов МЧС.

В перспективе намечается организовать стационарные и полустационарные исследования на оползневых участках, находящихся в наиболее неблагоприятных условиях с точки зрения оползнепроявлений с целью их детального изучения и выработки мер защиты. Кроме того, намечается (и уже начаты подготовительные работы) создание атласа оползней республики, в который войдут также карты оценки оползневой опасности и риска как в целом по республике, так и по отдельным областям.

- [1] Бойнагрян В.Р. Оползни Армении (их распространение, условия и причины образования, разновидности) // Ученые записки ЕГУ. Естеств. науки. 2005. № 1. С. 3–17.
- [2] Бойнагрян В.Р. Склоны и склоновые процессы Армянского нагорья. Ереван: Изд-во ЕГУ, 2007. 279 с.
- [3] Бойнагрян В.Р., Степанян В.Э., Хачатрян Д.А., Ядоян Р.Б., Аракелян Д.Г., Гюрджян Ю.Г. Оползни Армении. Ереван: Изд-во «Асогик», 2009. 308 с.
- [4] Гулакян К.А. Прогноз развития оползневого процесса: Автореф. дис. ... доктора г.-м. наук. М.: Изд-во МГУ, 1987. 40 с.
- [5] Месчан С.Р. Начальная и длительная прочность глинистых грунтов. М.: Недра, 1978. 207 с.
- [6] Месчан С.Р. Экспериментальная реология глинистых грунтов. Ереван: Изд-во «Гитутюн». 2005. 498 с.
- [7] Тер-Степанян Г.И. Глубинная ползучесть склонов и методы ее изучения: Автореф. дис. ... доктора техн. наук. Ереван, 1955. 40 с.
- [8] Тер-Степанян Г.И. Новые методы изучения оползней. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1978. 152 с.
- [9] Тер-Степанян Г.И. Исследования по механизму обрушения склонов // Проблемы геомеханики. Ереван. 1988. № 10. С. 92–114.

КАРТИРОВАНИЕ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ РЫХЛООБЛОМОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПРИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ В АРМЕНИИ

В.Р. Бойнагрян

*Ереванский государственный университет,
Ереван, vboynagryan@ysu.am*

Геоморфологические исследования (изучение склонов и склоновых процессов, селей, ледникового рельефа, современных речных долин; выявление палеодолин и т.п.), проведенные автором в Армении начиная с лета 1970 г., позволили накопить обширный материал по плиоцен-четвертичным рыхлообломочным образованиям (их строению, составу, распространению) и составить соответствующие карты в масштабе 1:25000 для бассейнов ряда крупных рек и в масштабе 1:100000 для территории всей республики.

В процессе картирования было изучено строение многочисленных дорожных выемок (более 3500 пог. км), скважин (более 5000 шт.), шурфов (450 шт.) и канав (примерно 2000 пог. м). При проведении границ распространения рыхлообломочных образований кроме полевых наблюдений широко использовалось также дешифрирование аэрофотоснимков разного масштаба – от 1:12000 и 1:25000 до 1:100000.

Наибольшее распространение, естественно, имеют склоновые рыхлообломочные образования: солифлюкционные в высокогорных районах выше 2600–3000 м, каменные «моря» и «реки» – курумы или чингилы, делювиальные – в случае обнаженных склонов, дефлюкционные – на участках задернованных и залесенных склонов, обвальные, осыпные и оползневые и т.п. На склонах высоких вулканических массивов и складчато-глыбовых гор широко распространены моренные отложения рисского и вюрмского оледенений, а у их подножий – флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения.

Большое распространение имеют также озерные отложения в межгорных котловинах, озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения в Араратской котловине.

В долине рек узкими вытянутыми полосами распространены пойменные и террасовые отложения.

В северо-восточной части Армении встречаются плотные, микропористые, светло-желтые и желтые, пылеватые и в основном без включений каменного материала, обычно бесструктурные супеси, суглинки и глины, по своему внешнему виду напоминающие лессовидные суглинки. Мощность их составляет 25–30 м (данные бурения). Эти отложения залегают на разных формах рельефа, перекрывают аллювий высоких террас (средне- и верхнечетвертичного возраста), древние конусы выноса и легко вовлекаются в оползневые смещения.

Для выявления особенностей состава рыхлообломочных образований проанализировано более 3500 проб. Выполнены следующие виды анализа: гранулометрический, минералогический, силикатный, спектральный, термический, рентгеноструктурный. Для суглинков и глин определены также некоторые их физико-механические свойства.

В результате картирования и изучения состава плиоцен-четвертичных рыхлообломочных образований республики были выявлены следующие закономерности:

- почти повсюду отмечается небольшая мощность склонового чехла рыхлообломочного материала (обычно 0.3–0.5 м, редко до 1 м и более), что связано не только с молодостью склонов, но также и со значительным удалением материала выветривания горных пород со склонов в периоды сильных ливневых дождей (особенно сопровождающихся градом) и бурного снеготаяния весной;
- склоновые рыхлообломочные образования отличаются большим разнообразием по механическому составу, однако их минералогический состав довольно однообразен; имеются определенные закономерности по распределению оксидов в разных генетических типах; не совсем четкие закономерности отмечаются в распределении микроэлементов; интересную информацию дают вычисленные геохимические коэффициенты, которые показывают большее преобразование дефлюкционных, делювиальных и оползневых

образований с удалением из них неустойчивых соединений по сравнению с образованиями элювиального ряда;

- в долинах ряда рек отмечаются значительные мощности аллювия (р. Памбак – от 70–150 м в верховьях до 200–240 м в низовьях; р. Мармарик – от 98 м в среднем течении до 180 м в приустьевой части), в несколько десятков раз превышающие их «нормальную» мощность, что связано с тенденцией этих долин к опусканию;

- большие мощности аллювия характерны для Араратской долины (470–500 м), бассейна р. Ахурян у г. Гюмри (до 320–400 м), Масрикской равнины (до 470–485 м) – здесь повсюду отмечается тенденция к тектоническим опусканиям;

- огромные мощности (до 200–400 м) пролювия характерны для конусов выноса рек северо-восточного берега оз. Севан;

- выявлены некоторые различия в гранулометрическом составе морен рисса и вюрма: верхние горизонты рисской морены характеризуются повышенным содержанием дресвяных, грубо- и крупнопесчаных фракций, а тонкие частицы накопились в нижних горизонтах; вюрмская морена содержит в 1.5–2.0 раза меньше тонких частиц; эти отличия, на наш взгляд, связаны с тем, что рисский ледник наступал по поверхности, покрытой среднеплиоценовой глинистой корой выветривания, и обогащался глинистым материалом, а вюрмский ледник продвигался по уже очищенной от глины поверхности коренных пород.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ БОЛОТНЫХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

С.И. Болысов, И.С. Воропаева

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
sibol1954@bk.ru, ingavoropaeva@gmail.com*

Исследование строения и истории развития болот Восточного Сихотэ-Алиня представляет интерес, поскольку существует сравнительно мало подобных исследований в условиях муссонного климата в областях среднегорья. Район побережья Японского моря отличается сложным строением рельефа, связанным с циклическими колебаниями и протеканием гляциоэвстатической трансгрессии в голоцене. Среди особенностей болотных комплексов Восточного Сихотэ-Алиня выделяются: 1) отсутствие многолетней мерзлоты; 2) преобладание плоских болот с эвтрофной растительностью, реже с олиготрофной; 3) распространение на побережьях выпуклых торфяников с олиготрофной растительностью [1]. На территории Сихотэ-Алинского природного биосферного заповедника были обследованы болотные комплексы, формировавшиеся в принципиально разных геоморфологических условиях.

Бухта Удобная относится к ингрессионному типу заливов – при подъеме уровня моря затопление шло по долинам ручьев Озёрный, Сухой и некоторых более мелких водотоков. Таким образом, и без того переувлажненные днища долин подвергались дополнительному подтоплению. Озеро Благодатное сформировалось путем отчленения морской лагуны генерациями морских террас голоценового возраста, представляющих собой сочетание песчано-галечных валов и пересыпей. Примыкающая к озеру низменность была заполнена морскими осадками в результате трансгрессий начала голоцена и среднего–позднего голоцена. Подъем уровня Японского моря в голоцене был неравномерным. Согласно данным П.А. Каплина, А.М. Короткого, К.К. Маркова и др., уровень Мирового океана в бореале, более 8 тыс. лет назад, находился на отметке менее 20 м, а современная прибрежная область являлась ареной аккумуляции осадков, поступающих со склонов Восточного Сихотэ-Алиня. В атлантический период происходил быстрый подъем уровня моря, и к концу периода отметки уровня моря были около 2–5 м над современным положением [2]. На месте болотного комплекса «Благодатный» существовала лагуна СЗ-ЮВ простириания. Снижение уровня моря в

последние 5 тыс. лет носило ритмический характер. Похолодание климата на границе «атлантика-суббореал» привело к небольшому понижению, на 3–5 м, уровня Японского моря [2]. В результате понижения уровня существовавшая ранее лагуна постепенно отделилась от залива системой субпараллельных валов. На основе анализа аэрофотоснимка выделена система морских валов СЗ-ЮВ простирания и морская терраса с субмеридиональным простиранием, через которые были проложены топографические профили (с разрезами в пределах морских валов). Последовавший далее суббореал (4.5–2.5 тыс. лет назад) отличался сухостью климата [2]. Болотообразование было ограниченным. Изменение климата положило начало регрессивному циклу. Отступление моря провоцировало развитие эрозионной деятельности, водотоки стали осваивать лагунную поверхность и отлагать базальную фацию аллювия (подстилающую торф). Поздний голоцен ознаменовался общим повышением уровня моря. Следы малоамплитудных регрессивных и трансгрессивных фаз фиксируются в рельефе и осадках поверхности аллювиально-лагунной аккумуляции. При регрессии лагунные фации сменяются аллювиальными или болотными. Поздний голоцен стал периодом активного формирования наиболее низких аккумулятивных форм в прибрежной зоне. На топографических профилях, проложенных через террасу, отмечаются следы нескольких кратковременных эпизодов тектонического опускания. На изучаемом участке побережья абразионные процессы сменились аккумуляцией берега с сопутствующим изменением конфигурации береговой линии. В это же время началось и формирование молодой морской террасы, связанное, вероятно, с опусканием и размывом восточной части озерных валов. По характеру поверхности террасы можно судить о двух коротких эпизодах опускания, сопровождавшихся размывом. Субатлантический период становится временем активного развития болотообразования, что подтверждают органогенные накопления болот и озер этого возраста. Одной из важнейших причин прогрессивного заболачивания стало установление современного климата, носящего ярко выраженный муссонный характер. Обилие осадков в летний период в сочетании с благоприятными для вегетации температурами обеспечивает возможность активного прироста фитогенной массы.

Болота, приуроченные к понижениям района озера Благодатное и бухты Удобная (Коумбэ), представляют собой целостную систему, связанную историей развития и факторами формирования. В упрощенном виде система данных болот представляет собой пространственную схему стадий зарастания озера – к кромке воды прилегают тростниковые плавни, а в наиболее отдаленной от побережья части находятся угнетенные ольшаники. В области озера Благодатное прослеживается ряд болот. В основании большинства разрезов болотных комплексов залегает суглинок или глина лагунного происхождения. Разрезы также несут следы активизации эрозионных и склоновых процессов в виде песчаного, гравийного и щебнистого материала. Болота, сформировавшиеся в днищах долин ручьев, впадающих в озеро Благодатное, отличаются преобладанием осоки в травяном покрове и выраженными болотными кочками высотой до 70 см.

История развития болотного комплекса террасы р. Заболоченной связана с постепенным зарастанием старичного озера. Основная часть болотного комплекса наследует озерную котловину и имеет овальную форму. С севера и запада болотный комплекс осложняется линейно вытянутыми заболоченными участками, развивающимися по долинам существовавших прежде ручьев. Начало формирования данного болотного комплекса относится, очевидно, к позднему голоцену. На удаленном от моря участке, расположенном в 400 м от слияния рек Заболоченной и Ясной, располагается болотный комплекс террасы р. Заболоченной, отличающийся довольно сложным строением. В центральной части болотного комплекса доминируют багульник и мох-сфагнум, выражены моховые кочки высотой около 35 см. В пределах комплекса выделяются также пониженные части, приуроченные к долинам ручьев. Микрорельеф данных понижений представлен осоковыми кочками высотой до 50 см, чередующимися с сильно обводненными мочажинами. В растительном покрове господствует осока. Особо выделяется наиболее глубокая часть старичного понижения. Фитогенный микрорельеф здесь почти не выражен, поверхность болота сильно обводнена. На данном участке произрастают осока, пушица, вахта трехлистная, ольха.

Формирование и развитие болотных комплексов соотносится с историей формирования рельефа территории и обеспечивается благоприятными климатическими условиями. Характерные скорости торфонакопления на территории исследования довольно

высокие – по приблизительным оценкам, около 0.8 мм/год. Формирование болот непосредственно связано с наличием водных объектов и их изменениями. Болота образовывались путем освоения влаголюбивой растительностью понижения. При этом наименьшая мощность торфяной массы характерна для мест, которые ранее являлись руслами водотоков; напротив, наибольшие мощности отмечаются в наиболее глубоких понижениях, для которых был характерен спокойный водный режим.

[1] Кац Н.Я. Болота земного шара. М.: Наука, 1971. 295 с.

[2] Короткий А.М., Плетнев С.П., Пушкарев В.С. Развитие природной среды юга Дальнего Востока (поздний плейстоцен-голоцен). М.: Наука, 1988. 240 с.

ЭОЛОВОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Р.Ц. Будаев, В.Л. Коломиец

*Геологический институт СО РАН,
Улан-Удэ, budrin@gin.bscnet.ru*

Опустынивание земель является одним из факторов ухудшения экологической обстановки в бассейне Байкала. В настоящее время оно возникает преимущественно в результате хозяйственной деятельности человека. Климатическое опустынивание в позднем кайнозое зависело от нарастающей аридизации климата: в неоплейстоцене неоднократно возникали периоды резкого похолодания и связанные с ними горно-долинные оледенения, сменявшиеся затем периодами потепления (межледниковьями). В эпохи аридизации формировался комплекс субаральных осадков (лессов, почв, эоловых песков) и генетически связанных с ними эоловых форм рельефа. Эоловые пески имеют широкое распространение в степной и лесостепной зонах региона, они развиваются лишь в тех долинах и впадинах (Баргузинская, Усть-Селенгинская), где имеются мощные песчаные толщи. Источниками песка являются отложения различного генезиса: речные, озерно-речные, озерные, пролювиально-делювиальные, элювиальные и древнеэоловые.

Одним из выразительных элементов рельефа Баргузинской впадины являются высокие террасы, так называемые «куйтуны», распространенные в низовьях рек Ины, Аргады и Гарги. Поверхность куйтунов, особенно в краевых частях, подвержена дефляционным процессам. Так, в нижнем течении р. Аргады распространены участки современного развевания песков площадью до 0.3–0.6 км², с эоловыми мезоформами рельефа – котловинами выдувания и дюнами различной морфологии и высоты. Здесь же отмечаются древние дюны, закрепленные растительностью, ареал развития которых значительно шире современных. На левобережье Баргузина у бровки высоких террас сформированы бугры навевания высотой до 5–8 м, перемежающиеся с котловинами выдувания шириной до 20–30 м.

Строение типичных эоловых мезоформ рельефа изучено в урочище Сувинский Куйтун (4 км к западу от с. Суво). Здесь сохранились фрагменты 15–25-метровой надпойменной террасы. Поверхность ее покрыта многочисленными дефляционными и аккумулятивными мезо- и микроформами рельефа, ориентированными в северо-восточном направлении. Выделяются эоловые формы двух генераций: современные и древние. Последние имеют сглаженные очертания и закреплены растительностью. В разрезе одной из дюн отмечается до 3–4 горизонтов погребенных почв, перемежающихся слоями лессовых отложений. При этом почвообразованию соответствовали периоды увлажнения климата, а формирование лессового покрова происходило в периоды усиления аридизации.

В Усть-Селенгинской впадине развитие получили современные и древние ветровые отложения. Так, на левобережье Селенги, в окрестностях с. Степной Дворец, дефляционными процессами охвачена II надпойменная терраса Селенги высотой 8–10 м, где распространены котловины выдувания шириной от первых метров до 50–80 м и глубиной до 3–4 м, а также бугры навевания.

В типичном разрезе одного из останцов террасы ниже современного почвенно-растительного слоя залегает покровный эоловый слой, представленный мелкозернистым неслоистым песком мощностью до 0.4 м. Он перекрывает погребенную почву, обогащенную гумусом и обугленными растительными остатками, из которой получена радиоуглеродная дата 795 ± 65 л.н. (СОАН-7676). В климатостратиграфической шкале голоцена этому времени соответствует начало Малого ледникового периода (880–350 л.н.). Погребенная почва подстилается слоем, состоящим из мелкозернистого неслоистого песка мощностью до 0.4 м. Ниже залегают переслаивающиеся тонкозернистый и мелко-среднезернистый хорошо промытые пески слабонаклонной и субгоризонтальной текстуры. Подобное строение имеют бугры навевания на левобережной 8–10-метровой террасе в окрестностях с. Творогово и Малое Колесово.

На правобережье Селенги современными дефляционными процессами охвачены низкие и высокие террасовые уровни. В районе с. Шергино в береговом уступе протоки Харауз высотой до 8 м ниже современного почвенно-растительного горизонта вскрыта погребенная почва, представленная тонкозернистым песком с повышенным содержанием гумуса. Ниже ее наблюдаются следы перерывов в осадконакоплении (от 2 до 4), в приконтактных зонах которых лежит прослой мелкозернистого песка мощностью до 7–8 см. На поверхности рассматриваемой 8–10-метровой террасы, вблизи ее бровки, залегают эоловые бугры навевания высотой до 1.0–1.5 м, сформировавшиеся в процессе раздува уступа террасы.

Идентичные эоловые аккумулятивные формы рельефа развиты на поверхности 17–18-метровой озерно-речной террасы вблизи с. Кудары. Здесь отмечается интенсивный ветровой раздув склона террасы и наблюдается зависимость линейных размеров эоловых мезоформ рельефа от экспозиции склона относительно господствующих ветров. Высота бугров навевания здесь варьируется от 2–4 до 9–10 м, а ширина – от 20–30 до 150–300 м.

Морфология современных эоловых форм достаточно разнообразна. Дюны представлены преимущественно полузаросшими формами среднего размера (3–5 м), они перпендикулярны ветру, имеют слабовыпуклый профиль. Холмики-косы (эоловые косы) продольны ветру, высота их от 0.2 до 2.0 м, длина – 2–10 м. Среди дефляционных форм незадернованных эоловых песков выделяются котловины выдувания, западины и очаги. Они имеют глубину до 15 м, ширину – до 50 м и длину – до 250 м. В парагенезисе с котловинами выдувания встречаются и дефляционные останцы. Высота их достигает 8–10 м. Эрозионно-эоловые котловины являют собой котловины выдувания, а также сопряженные с ними аккумулятивные насыпные формы.

Наряду с активно развивающимися дефляционными котловинами и буграми навевания, слабо поросшими травами и кустарниками, встречаются и более древние эоловые мезоформы рельефа, закрепленные древесной растительностью, что способствовало их «консервации». Особенно показательны в этом плане урочище «Кучугуры», расположенное в 3.5–5.0 км к востоку от с. Шергино. Здесь поверхность 45–50-метровой озерно-речной террасы моделирована эоловыми процессами: ширина дефляционных котловин колеблется от 20 до 150 м, а высота кучевых бугров достигает 10–15 м. Древние эоловые формы рельефа верхнеплейстоценового возраста распространены на левобережье Селенги на поверхности высокой озерно-речной террасы в районе сел Степной Дворец, Истомино и Исток. Значительные площади они занимают на правобережье Селенги, восточнее сел Шергино, Кудара и Оймур, где эоловым процессам подверглись поверхности высоких лимно-аллювиальных уровней и даже низкогорья. Так, в предгорье Морского хребта (гора Гасана) древнеэоловые отложения встречаются на абсолютной высоте 600 м, т.е. на 130 м выше уреза воды р. Селенги.

Морфология древнеэоловых форм также многолика. Наиболее распространены кучевые пески высотой до 5 м, при средней – 0.5–0.7 м. Древнедюнный рельеф представлен заросшими буграми различной высоты (2–5 м). Все многообразие современных дефляционных форм встречается и на площадях развития древних эоловых песков. Котловины выдувания и

западины имеют небольшие глубины (1–5 м), склоны их выположены и закреплены растительностью. Дефляционные останцы имеют небольшую высоту (до 3 м).

Таким образом, установлено, что в Баргузинской и Усть-Селенгинской впадинах широкое распространение получили формы рельефа ветрового генезиса, развитые по поверхностям террасового комплекса рек Селенги и Баргузина. Поздненеоплейстоценовые эоловые процессы занимали бо́льшие площади депрессий, нежели современные, а их хорошая морфологическая выраженность указывает на периоды суходольного развития днищ котловин. Столь масштабное развитие субэразальных образований свидетельствует о вариациях морфо- и седиментогенеза Баргузинской и Усть-Селенгинской впадин в финале неоплейстоцена – голоцене и связано с аридизацией климата Прибайкалья.

Исследования поддержаны Интеграционной программой РАН №16.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЧНОЙ СЕТИ В ГОРНЫХ РАЙОНАХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

О.В. Виноградова

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, o.v.vinogradova@gmail.com*

Закономерности эволюции речных бассейнов и формирования структуры речной сети на протяжении длительных геологических периодов являются одной из интереснейших и слабоизученных проблем геоморфологии. Время заложения речной сети, унаследованность ее развития в плане, последовательность заложения долин разных порядков в геологическом масштабе времени являются основными вопросами, охватывающими эту проблему в целом. На горных участках исследование истории формирования долин имеет локальный характер и проводится в россыпных районах в связи с поисками и разведкой россыпей. Большим преимуществом при этом является детальность бурения, проводящаяся, как правило, по сетке 200х20 м. В большинстве россыпных районов в истории формирования долин выделяется несколько эрозионных циклов, в течение которых происходит врезание рек в коренные породы. Анализ планового и гипсометрического положения долин и их изменения для каждого эрозионного цикла в разные геологические периоды позволяет сделать «временные» срезы речной сети и при их сопоставлении выявить закономерности ее эволюции.

На основании анализа данных, опубликованных в основном в геологической литературе, и результатов собственных исследований в ряде россыпных районов Восточной Сибири (Алданском, Каларском и Ленском) рассматриваются конкретные примеры развития речной сети и речных бассейнов.

Обзор литературных источников, а также детальный анализ возраста аллювиальных отложений в районах исследования позволяют говорить о достаточно широком диапазоне времени заложения речной сети в различных горных районах. Наиболее древний возраст речной сети отмечается для Уральского, Салаирского и Енисейского районов, горные системы которых сформировались в эпохи каледонской и герцинской складчатости – наиболее древних периодов горообразования. В большинстве районов, расположенных на побережье арктических морей (Яно-Чукотская золотоносная провинция), заложение речной сети произошло в палеогене. К районам с наиболее поздним временем заложения речной сети относится Камчатка, горные системы которой формировались в позднем кайнозое. Таким образом, намечается тенденция связи времени заложения речной сети со временем формирования горных систем, когда оформляются основные водоразделы и происходит разделение территории на бассейны. Несмотря на высокую тектоническую активность, в горных районах отмечается высокая степень сохранности древних аллювиальных отложений.

Одним из наиболее спорных является вопрос о возрасте долин разных порядков. Анализ результатов бурения и сопоставление разрезов рыхлых отложений, заполняющих долины рек разных порядков в Ленском районе, показали, что притоки средних порядков, начиная с III–IV, были заложены одновременно с основными долинами. В устьевых зонах некоторых притоков более низких порядков (I–II) также вскрыты фрагменты раннеплейстоценовых аллювиальных отложений, что свидетельствует об их синхронном заложении с основными долинами. Аналогичная картина отмечается и в Каларском районе. Аллювиальные отложения, вскрытые разведочными линиями фрагментарно в днищах небольших притоков, так же, как и в крупных реках, сформировались в раннем плейстоцене. Рядом исследователей отмечается наличие древних отложений в притоках низких порядков р. Колымы, р. Рывеем на Чукотке, в Саянах. Таким образом, в горных районах отмечается синхронность заложения всех звеньев речной сети.

Сценарии формирования и эволюции бассейнов и речной сети самые разнообразные и зависят от различных факторов. Проведенные исследования показали, что закономерности, характерные для крупных бассейнов, проявляются, естественно в более мелком масштабе, и в бассейнах небольших горных рек и даже в их притоках. Эволюция речной сети и бассейнов при сохранении общего рисунка речной сети определяется сочетанием структурно-тектонического и климатического факторов. В интенсивно поднимающихся горных системах отмечается высокая степень унаследованности положения долин, конфигурации и площадей бассейнов, тогда как в низкогорных районах изменения климата в различные эрозионные циклы приводят к изменению густоты расчленения рельефа и изменению площадей бассейнов. Интенсивные перестройки гидросети и изменения бассейнов рек происходят на опускающихся участках, на приморских равнинах, в придельтовых областях, на локальных участках в связи с образованием новых водоразделов, сложенных отложениями ледникового генезиса.

Наиболее динамичными, изменяющимися во времени участками долин и бассейнов являются их верховья и устьевые области притоков. Эволюция последних во многом определяется эволюцией русел основной долины. При стабильном положении основного русла (относительно прямолинейное неразветвленное, врезанные меандры) устьевые области притоков на протяжении длительных геологических периодов практически не испытывают смещения, имеют незначительную ширину, глубоко врезаны, борта долины крутые. Их бассейны в нижнем течении также имеют небольшую ширину. При неустойчивом положении русла основной реки (свободное меандрирование, разветвление на рукава) устьевые области притоков характеризуются значительной шириной, обусловленной смещениями их русел на протяжении нескольких эрозионных циклов как вниз, так и вверх по течению. Смещение устьевых областей притоков происходит также при устойчивом поднятии склона антиклинали.

Результаты исследований имеют не только теоретическое, но и большое практическое значение. Учет закономерностей эволюции речной сети в разные геологические периоды в зависимости от разных факторов может служить ориентиром при постановке поисковых работ в россыпных районах, а также при детальной разведке погребенных россыпей. Кроме того, выявленные закономерности изменения густоты речной сети в зависимости от климата в разные геологические эпохи могут служить основой прогноза развития речной сети при разных климатических обстановках.

Работа выполнена по гранту Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проект НШ-790. 2008.5) и по гранту РФФИ №10-05-00-189.

МОРФОЛОГИЯ И ДИНАМИКА РУСЛА РЕКИ ЯНЦЗЫ В СРЕДНЕМ И НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ

Т.И. Волкова

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, volkova_tatiana@inbox.ru*

В докладе представлены материалы исследований участка реки Янцзы в среднем и нижнем течении протяженностью 1771 км. Для этого участка проводится анализ условий формирования русла реки, дается характеристика особенностей его морфологии и динамики, режима деформаций, форм руслового рельефа.

В русскоязычной научной литературе сведения о русловых процессах на р. Янцзы немногочисленны. Между тем характеристики геолого-геоморфологического строения долины, гидрологического и руслового режимов реки представляют интерес и для отечественных специалистов, так как она по морфологии русла и режиму отличается от большинства российских рек. Однако результаты исследований русловых процессов р. Янцзы, проведенных китайскими специалистами, в России практически неизвестны. Поэтому тема доклада обусловлена необходимостью устранения определенных пробелов в исследовании российскими специалистами русловых процессов на р. Янцзы, закономерностей развития на ней морфодинамических типов русел, отличающихся специфическими особенностями переформирований.

Целью исследований явилось следующее:

1) установление факторов, определяющих характер и направленность русловых деформаций и морфологии русла Янцзы: гидрологического режима реки; распределения руслообразующих наносов; характера коренных берегов, их строения и устойчивости к размыву и т.д.;

2) определение морфодинамических типов русел, структуры руслового рельефа, особенностей его переформирований, многолетнего и сезонного режима деформаций морфологически однородных участков, отдельных форм русла;

3) выявление влияния техногенных факторов на русловый режим р. Янцзы и обоснование прогнозов развития переформирований в естественных условиях.

Для достижения этих целей в исследовании решались следующие взаимосвязанные задачи:

1) гидрографическое и геоморфологическое описание реки Янцзы, составление характеристики и перечня гидрологических материалов по данной реке, имеющихся в опубликованной научной и научно-технической литературе;

2) проведение морфодинамической типизации русла;

3) выявление закономерностей изменения типов русла по длине реки в пределах исследуемого участка;

4) характеристика русловых переформирований.

Результаты исследований русловых процессов на реке Янцзы показали, что морфология и динамика ее русла, а также форм руслового рельефа, подчиняясь общим закономерностям, характеризуются определенными специфическими особенностями, связанными со своеобразием водного режима реки, геолого-геоморфологического строения долины, величиной стока и крупностью наносов.

В нижнем и среднем течении р. Янцзы наблюдается чередование участков широкопойменного (свободные условия русловых деформаций), адаптированного и врезанного русла (ограниченные условия русловых деформаций). Последние в основном приурочены к пересечению рекой областей распространения скальных и полускальных горных пород или горных массивов.

Среди морфодинамических типов русла в нижнем и среднем течении р. Янцзы преобладает разветвленный тип русла и распространены следующие виды разветвлений: одиночные; асимметричные и веерные; асимметричные одиночные; сопряженные и пойменно-русловые.

Также широкое развитие приобретает меандрирующий тип русла. Среди свободных излучин по форме русла наиболее распространены следующие виды: сегментные; петлеобразные; врезанные сегментные, синусоидальные и адаптированные излучины.

Отдельными отрезками встречаются участки относительно прямолинейного неразветвленного русла. В основном они располагаются между группами сопряженных излучин и являются своеобразными «вставками», соединяющими их.

Особое внимание в докладе уделяется устьевой области Янцзы, включающей в себя не имеющую аналогов на других реках мира эстуарно-дельтовую систему – уникальный географический объект и весьма динамичную природную экосистему. Рассматривается гидрологический режим исследуемого участка, сток наносов, факторы формирования современного устья р. Янцзы и другие характеристики.

В связи с большим стоком наносов и преобладанием их направленной аккумуляции, а также расположением меженного русла реки выше окружающей местности, для Янцзы существует постоянная угроза наводнений. В докладе описываются основные принципы регулирования русла и проводимые регуляционные мероприятия, направленные на предотвращение таких катастрофических явлений, как возведение противопаводковых дамб, массовое спрямление излучин и др. Отдельно рассматривается строительство гидроузла «Три ущелья», водохранилище которого регулирует сток и снимает угрозу наводнений на большей части среднего и нижнего течения Янцзы.

ТЕМПЫ ПЕРЕФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ВОТКИНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

И.В. Глейзер, И.Е. Егоров

Удмуртский государственный университет, Ижевск

Главная роль в развитии экзогенных процессов в береговой зоне принадлежит составу, состоянию и свойствам литолого-стратиграфических комплексов, слагающих территорию. Пораженность береговой зоны оползнями во многом определяется прочностными и деформационными характеристиками пород. Закономерно, что наиболее высокая пораженность территории оползнями и ее оползневая активность отмечаются в районах развития менее прочных четвертичных суглинков и глин. Наоборот, относительно слабая пораженность и активность характерны для оползней в породах пермского возраста. То же можно отметить и в отношении интенсивности развития этих оползней. С другой стороны, в пределах Воткинского водохранилища оползни в четвертичных отложениях невелики по размеру и объему сползших пород, хотя и довольно многочисленны. Оползни в коренных породах гораздо масштабнее, их размеры и объемы в сотни раз превосходят оползни в четвертичных отложениях.

В целом, по мере увеличения возраста водохранилищ, скорость переформирования их берегов уменьшается, образуется устойчивый профиль берега. Однако для затухания береговых процессов требуется весьма значительное время. Для Ижевского пруда, например, оно составило около 240 лет, тем не менее береговые процессы до конца не завершены. Возраст же Воткинского водохранилища менее 50 лет, береговые процессы в настоящее время проявляются активно, и в близкой перспективе их завершение не предвидится. Изменение водохозяйственных функций и режима водохранилища, циклические изменения гидрометеорологических условий и т.п. могут оживить процесс переформирования берегов, даже если они находятся в стадии завершения на каком-либо участке.

Абразия проявляется на правом берегу Воткинского водохранилища повсеместно. Характер абразионных процессов изменяется в зависимости от геологического строения берега, гидрологического режима водоема, высоты волн, но формы абразионной деятельности всегда остаются примерно одинаковыми.

Берега, сложенные рыхлыми четвертичными отложениями разного генезиса, преимущественно суглинистого и супесчаного состава, подвержены абразии в большей степени. Они параллельно отступают со средней скоростью 1.5–2.0 м/год. Такие берега имеют почти вертикальный клиф, основание которого соответствует уровню стояния воды в водохранилище. Надводная часть берегового уступа разрушается путем образования небольших обвалов и осыпей. Подводная часть прибрежной зоны имеет небольшие углы наклона – около 3° и довольно широкую полосу мелководья. Глубины на подходах к берегам остаются при всех уровнях достаточными для свободного приближения волн, что определяет возможность абразии в течение всего периода открытого водоема. Поэтому длительность безледного периода является важным фактором, определяющим интенсивность и характер переработки берегов.

Осыпание и обваливание являются ведущими процессами в отношении поступления материала в водохранилище. Механизм развития осыпей и обвалов напрямую связан с процессами физического выветривания, составом пород, слагающих склон, и высотой откоса.

Берега, сложенные аргиллитами, алевролитами, песчаниками, обычно представлены высокими обрывистыми склонами, на которых активно развиваются процессы осыпания и обваливания. Крутизна склонов не меняется, и они развиваются путем параллельного отступления. Накопления коллювия у основания склонов не происходит, поскольку весь материал активно перерабатывается волновыми процессами и постепенно заполняет чашу водохранилища. Скорость отступления склонов составляет в среднем 7–10 см в год. Осыпные процессы проявляются в течение всего года, но их скорость крайне неравномерна. Наибольшую часть материала дает сравнительно короткий промежуток времени – с конца марта до середины мая, когда они резко активизируются, по всей вероятности в связи с колебаниями суточных температур около нулевой отметки (морозное выветривание). Вдоль всего основания склонов в весенний период времени формируется мощная осыпь, высота которой зависит от высоты склона.

По нашим подсчетам, отступление склонов за весенний период составляет 5–7 см, т.е. около 70–75 % годового итога. После схода снега и льда на водохранилище волны полностью размывают образовавшуюся осыпь уже к середине июля. Если склон имеет абразионно-оползневое происхождение, то коллювий постепенно накапливается на верхней части тела оползня.

Оползни широко распространены на правобережье Воткинского водохранилища. Устойчивость склонов зависит от геологического строения, гидрогеологической обстановки и рельефа. Условия образования оползней в четвертичных и коренных пермских породах совершенно различны. Поэтому, несмотря на то, что причины образования оползней в общем остаются одними, меняются динамика, механизм процесса и морфология оползневых тел.

На берегах, сложенных коренными породами, оползневые процессы развиваются достаточно активно. Количественно преобладают деляпсивные оползни, свободно соскальзывающие к урезу воды, но не всегда достигающие его в течение одного года. Размеры их обычно невелики – ширина до 2.5–3.0 м, длина до 12–15 м. Достигшие уреза воды оползни этого типа размываются волновыми процессами в течение одного летнего сезона. Крупные детрузивные оползни образуются гораздо реже. При этом формируются оползневой цирк, ограниченный стенкой срыва, и оползневой блок, имеющий сложный рельеф. Напорный оползневой вал и фронтальная часть оползня начинают интенсивно размываться. После схода оползней в первые годы наблюдается их активное движение в сторону водохранилища и скорость смещения составляет около трех метров в год. Затем это движение замедляется и составляет уже 30–40 см/год. На одном из стационаров за четыре года оползень сдвинулся на 8 м, а уступ его отступил на 2 м. Таким образом, абразионными процессами было размыто и перенесено в глубь акватории около 10 м оползневого тела (при высоте размываемого уступа 3.5–5.0 м).

Почти на всем берегу водохранилища в пределах территории Удмуртии отсутствуют пляжи. Эти формы рельефа в настоящее время встречаются только в устьях крупных балок и малых рек, впадающих в водохранилище. Это свидетельствует о том, что процессы денудации и аккумуляции еще не находятся в стадии равновесия и активное переформирование берегов будет продолжаться длительное время.

БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ МУЙСКОГО ГОРНОГО СООРУЖЕНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ЕГО РАЗВИТИЯ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

М.И. Дергаусова

*Геологический институт СО РАН,
Улан-Удэ, kolom@gin.bscnet.ru*

Площадь исследования охватывает северо-восточное замыкание Муйской морфоструктуры, периклинальное окончание которой примыкает к Акукан-Келянской структурной седловине. В рельефе оно выражено дугообразно-концентрически расположенными водоразделами Амнунды – Сунуекита – Акукана. Фрагментом же периклинального окончания являются северо-восточные отроги юго-восточной части Южномуйского и Муяканского хребтов, замыкающие Муйскую морфоструктуру с востока и юго-востока. Этой части Муйской морфоструктуры свойственна сильная расчлененность с реликтами поверхностей выравнивания.

Муйское горное сооружение расколото на множество изометричных блоков различной величины и размеров, ограниченных разрывами-блокоразделами пяти основных направлений: СЗ: 315–340°; СВ: 40–50°; СВ: 55–70°, субширотными и субмеридиональными. Морфоструктурная особенность северо-восточного окончания сводово-блокового поднятия выражена в относительной монолитности его северного сектора и сильной раздробленности южного. Блочные формы «выкроены» по разломам-блокоразделам, секущим древние структуры. Наиболее ясное представление о морфоструктуре этой части района дает морфометрический анализ топографических карт, выполненный по методике А.В. Орловой [1]. Принципы методики выявления блоковых структур заключаются в определении остаточных высот поверхности древнего выравнивания и амплитуд относительного движения по разломам. Для данного района они составляют 200 м, поэтому интервалы высот, достаточные для выявления единого блока, приняли следующие значения: 600–800 м; 800–1000 м; 1000–1200 м; 1200–1400 м; 1400–1600 м.

Для Муйского горного сооружения в целом выбраны три значения фоновой высоты: 2100 м, 1600 м и 1300 м. Эти значения получены с привлечением геологических данных. Они присущи наиболее стабильным блокам, которые перемещались реже других. Первому значению отвечают остаточные высоты древней мел-палеогеновой поверхности выравнивания, выявленной и прослеженной А.Г. Золотаревым [2] на сопредельной территории. Второе, очевидно, соответствует миоцен-раннеплиоценовому этапу выравнивания. Третье представляет высоты фрагментов долинного плиоценового педимента и соответствующего ему эрозионного уровня. Вторая поверхность, по-видимому, представляет собой обширную и пологую подгорную денудационную равнину конца необайкальского этапа развития рельефа, так как с ней связан самый высокий эрозионный уровень в горах. Среднегорные массивы, составляющие рельеф этой расчлененной поверхности, сравнительно мало изменены денудацией, и на них сохранились реликты выравнивания.

Ориентировочное направление движений блоков, ограниченных блокоразделами, определяется согласно следующему правилу. Если блокораздел оконтуривает какой-либо блок, то перемещенным считается замкнутый контур, а не его окружение. Таким путем по конфигурации блокоразделов устанавливаются основные направления движений многих блоков. При уточнении направленности движений по разломам принято, что по любому выявленному разлому перемещался один бок, второй оставался стабильным. Среди установленных общих направлений главных амплитудных рельефообразующих разломов-блокоразделов выделяются два: СВ: 25° и секущее его главное направление СВ: 70°. Кроме того, имеется еще одно наиболее древнее направление – СЗ: 315°, которое играло более пассивную роль в рельефообразовании. Очевидно, ныне разобщенные высокогорные массивы, ограниченные блокоразделами, ранее составляли одно целое и были ограничены субпараллельными разрывными нарушениями, среднее направление которых было СВ: 25°. Разломы, ограничивающие Муяканскую и Верхнемуйскую впадины, являются секущими по

отношению к этому направлению и, несомненно, более молодыми. Почти все молодые блокоразделы прекрасно выражены в рельефе, образуют единую морфоструктуру, имеют более или менее постоянную амплитуду перемещения. Направление СВ: 25° не обладает такой морфологической четкостью, оно с востока и запада ограничивает наиболее возвышенный участок, который, по-видимому, является реликтом водораздельной части поднятия. Самая обширная приподнятая область – древняя поверхность выравнивания – была обусловлена общим воздыманием свода, благодаря которому образовалась пологая асимметричная возвышенность до необайкальского (дорифтового) этапа развития с пологим уклоном поверхности на северо-запад. Формирование морфоструктур необайкальского этапа больше связано с опусканием впадин, как это отражено в морфоструктурах, секущих древний структурный план. Это явление вполне соответствует представлениям Н.А. Флоренсова [3] о том, что разрастание рифтовых впадин осуществляется за счет окружающих впадин. Кроме того, очевидно, что разломы, ограничивающие древний водораздельный массив, были не только рассечены и разобщены новейшими структурами, но и смещены. В основном эти разрывы почти повсеместно освоены гидросетью и в рельефе четко выражены. Это обстоятельство свидетельствует о том, что на обоих этапах рельефообразования они были охвачены движениями раздвигового характера, приняв на себя роль поперечных разрывов в процессе становления морфоструктуры свода. Очевидно, что рельеф Муйской морфоструктуры представляет результат длительного развития, интенсивность которого лишь усилилась на необайкальском этапе.

Разноамплитудные перемещения привели к существенным различиям в энергии рельефа соседних блоков, определив тем самым мозаичность геоморфологического ландшафта. Так, в пределах блоков с максимальными абсолютными высотами от 2000 до 2400 м и выше развит резко расчлененный крутосклонный эрозионно-нивальный рельеф с нивальными карами, развившимися в понижениях водосборных воронок. Для умеренно поднятых блоков характерен среднегорный рельеф преимущественно двух подтипов: 1) расчлененный эрозионно-нивальный с резко выпуклыми гребнями, развитый на высотах от 1600 до 2000 м в пределах дробленых блоков или блоков, инкрустированных препарировкой геологических структур; 2) слаборасчлененный эрозионно-нивальный рельеф, развитый на массивных блоках с абсолютными отметками от 1000 до 1600 м.

Изучение блокового строения рельефа Муйского горного сооружения по методике А.В. Орловой [1] показывает, что подобный анализ можно применять при исследованиях рельефа в пределах любой из положительных морфоструктур Байкальской рифтовой зоны.

[1] Орлова А.В. Палеомагматические построения и анализ блоковых структур. М.: Недра, 1968. 71 с.

[2] Золотарев А.Г. Рельеф и новейшая структура Байкало-Патомского нагорья. Новосибирск: Наука, 1974. 118 с.

[3] Флоренсов Н.А. Некоторые особенности котловин крупных озер Южной Сибири и Монголии // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Наука, 1968. С. 59–73.

ВЛИЯНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РОССЫПЕЙ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Ф.И. Еникеев

*Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН,
Чита, pgi_geojog@mail.ru*

Четыре оледенения второй половины неоплейстоцена (самаровское – gII₂, тазовское – gIII₄, муруктинское – gIII₂ и сартанское – gIII₄) определили формирование и строение четвертичных отложений горных районов Восточного Забайкалья (более 50 % территории Забайкальского края) [2]. Экзарация коренного ложа, ассимиляция доледниковых отложений и гляциальный транзит предопределили участки и зоны накопления обломочного материала в конечных и краевых образованиях. Последующий размыв морен возрожденной речной системой в послеледниковье привел к значительному обогащению аллювия этих участков долин тяжелыми компонентами, поступившими с рудоносных зон и узлов, расположенных в области питания ледников. В благоприятных условиях степень обогащения «черным» шлихом речника на участках пересечения краевых образований превышает $n \cdot 10^4$ раз [1].

В основу прогнозирования местонахождения россыпей, обусловленных гляциальной литодинамикой (ГЛД-россыпи), заложены следующие критерии: 1 – наличие коренных источников в области экзарации и транзита ледника (не исключено решение обратной задачи – по известной россыпи возможно прогнозирование коренных источников вверх по долине от конечной морены); 2 – конвергентный характер течения мореносодержащего льда, когда линии тока сходятся на конкретном участке долины; 3 – величина (объем) перемытой морены, определяемой по разнице потенциального объема и фактического [1]; 4 – длительность мотогенеза в зависимости от времени послеледникового размыва морены (чем продолжительнее аллювиальная сепарация моренного материала, тем выше качество продуктивного пласта россыпи); 5 – наличие шлихового золота в аллювии, выявленное массовым опробованием гидросети при проведении геологосъемочных работ.

На основе этих критериев проведено районирование территории Забайкальского края по перспективности формирования ГЛД-россыпей. *Кайнозойские впадины* – абсолютно бесперспективные. *Область активной ледниковой экзарации и транзита*: сартанского оледенения – практически бесперспективная; муруктинского оледенения – низкой перспективности. *Область локальной ледниковой деструкции и аккумуляции*: тазовского оледенения – весьма перспективная; самаровского оледенения – перспективная. *Район перемыва краевых образований*: сартанского оледенения – малоперспективный; муруктинского оледенения – низкой и средней перспективности; тазовского оледенения – весьма перспективный; самаровского оледенения – перспективный. Территория с невыясненной перспективой выделена в верхней части бассейна р. Олекма, где аллювий рек перекрыт с поверхности озерными суглинками ледниково-подпрудного водоема [3].

Прогнозно-поисковая модель выявления ограниченных по протяженности участков современных и реликтовых речных долин, благоприятных для формирования золотоносных ГЛД-россыпей на территории Забайкальского края, осуществлена нами путем составления палеогеографических карт неоплейстоценовых оледенений, вынесения на них всей информации по коренному и россыпному золоту и районирования территории по условиям россыпеобразования. Использование параметров известных россыпных месторождений (продуктивность, протяженность и др.), анализ положения коренных источников золота, шлиховых проб с золотом и шлиховых потоков, выявление путей ледникового транзита, мест аккумуляции и размыва экзарационного и ассимилированного доледникового материала, доставленного из рудных районов и узлов, позволили наметить конкретные по местоположению и длине россыпесодержащие участки долин.

Рассмотренные критерии прогнозной оценки золотоносных россыпей и принципы определения их местоположения способствовали выявлению 266 объектов на территории северных округов речного стока (бассейны рек Витим, Чара, Олекма) и 591 объекта на юго-

западе Забайкальского края. По ним проведено определение прогнозных ресурсов по категории Р₃.

Применение метода прогнозирования местоположения ГЛД-россыпей ориентирует проведение первоочередных поисково-оценочных работ на потенциально россыпесодержащих участках речных долин и существенно повысит их эффективность, особенно в труднодоступных районах.

- [1] Еникеев Ф.И. Особенности россыпной золотоносности севера Читинской области // 3-я научно-технич. конференция Горного института: Матер. конференции. Ч. 1. Чита: ЧитГТУ, 2000. С. 73–77.
- [2] Еникеев Ф.И. Плейстоценовые оледенения Восточного Забайкалья и юго-востока Средней Сибири // Геоморфология. 2009. № 2. С. 33–49.
- [3] Еникеев Ф.И., Старышко В.Е. Гляциальный морфогенез и россыпеобразование Восточного Забайкалья. Чита: ЧитГУ, 2009. 370 с.

ЭПОХИ ЭРОЗИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В КОНЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Е.А. Еременко, А.В. Панин

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, ashmell@mail.ru, andrey-panin@rambler.ru*

Эрозионная сеть Восточно-Европейской равнины включает формы, созданные постоянными и временными русловыми потоками на разных этапах развития территории в позднечетвертичное время. Малые эрозионные формы (МЭФ), относящиеся к верхним звеньям флювиальной сети, обеспечивают сток воды и наносов с поверхностей водосбора в долинную сеть. Современная сеть МЭФ Восточно-Европейской равнины характеризуется морфологическим разнообразием форм (овраги, балки), длительной и сложной историей формирования.

По результатам анализа более тысячи космических снимков высокого разрешения удалось установить, что практически повсеместно к верховьям МЭФ приурочены одиночные ложбины или ложбинные системы сложной структуры. Ложбины – линейные отрицательные формы рельефа с нечеткими бровками и тыловыми швами днища, корытообразным поперечным профилем. Их глубина составляет первые метры, а длина достигает первых километров. Плавные очертания ложбин не препятствуют распашке водосборных поверхностей, осложненных ложбинной сетью. По плановым очертаниям (структуре) выделено три типа ложбинного мезорельефа: древовидные ложбинные системы (миниатюрный аналог древовидного типа речной сети), сети субпараллельных ложбин и одиночные ложбины. При анализе пространственного распределения разных типов ложбинного мезорельефа на Восточно-Европейской равнине выявлено, что с северо-запада на юго-восток одиночные ложбины постепенно сменяются древовидными системами, на порядок увеличивается длина ложбинных форм, возрастает сложность устройства ложбинных систем (увеличивается порядок центральных ложбин древовидных систем в нижнем течении). На отдельных участках территории (например, на возвышенностях Общий Сырт и Ергени) густота ложбинной сети достигает первых десятков километров на км², что на порядок превышает густоту современного долинно-балочного расчленения.

Многие исследователи относят ложбинные мезоформы равнинных территорий к первично-эрозионным, т.е. образованным исключительно вследствие размывающей деятельности временных русловых потоков. В то же время по ряду районов имеются данные о вторичности ложбинного мезорельефа – формировании ложбин вследствие заполнения

склоновыми отложениями верховьев оврагов и балок. Для выявления происхождения ложбинной сети и реконструкции истории развития верхних звеньев флювиальной сети территории изучены ложбинные мезоформы на трех ключевых участках – в краевой зоне московского оледенения (Калужская область, бассейн р. Протвы), в центре Среднерусской возвышенности (Курская область, бассейн р. Сейм) и на северо-восточной периферии Ставропольской возвышенности (Ставропольский край, бассейн р. Айгурка). При реконструкции истории развития эрозионной сети ключевых участков использованы данные детального геолого-геоморфологического исследования ложбин в полевых условиях (ручное бурение, закладка траншейных разрезов), а также результаты гранулометрического, радиоуглеродного, спорово-пыльцевого, микроморфологического и валового химического анализа отложений.

По результатам изучения ключевых объектов установлено, что значительная часть наблюдаемых в современном рельефе ложбин действительно имеет изначально флювиальный генезис. При этом собственно первично-эрозионные ложбины встречаются достаточно редко. Подавляющая часть наблюдаемых в современном рельефе ложбин представляет собой совокупность денудационно-аккумулятивных форм, образованных вследствие выполнения первично-эрозионных понижений. В частности, в днищах изученных ложбин обнаружены погребенные склоновыми отложениями эрозионные врезы (крупные рытвины, овраги, небольшие балки). Датирование отложений, заполняющих ложбины, позволило реконструировать историю их развития и выделить **три основных этапа изменения эрозионной расчлененности** центральных и южных районов Русской равнины с конца среднего плейстоцена:

1. Конец Q_2^{ms} – значительное увеличение эрозионной расчлененности. На рубеже среднего и позднего плейстоцена (в московское позднеледниковье) отмечалась активизация линейной эрозии, приведшая к образованию сети МЭФ, густота и глубина которой существенно превышали современные. В это время вершины эрозионных врезов продвигались гораздо ближе к линиям водораздела, чем в настоящее время.

2. Конец $Q_3^{mk} - Q_3^{vl}$ – снижение эрозионной расчлененности. После стабилизации верхних звеньев флювиальной сети в микулинское время произошла активизация процессов склонового сноса в начале холодной валдайской эпохи. Верховья эрозионной сети были частично или полностью погребены делювиальными и солифлюкционными отложениями. Именно в перигляциальных условиях позднего плейстоцена значительная часть позднемосковских эрозионных врезов трансформировалась в ложбины.

3. Конец Q_3^{vl} – увеличение эрозионной расчлененности. В валдайское позднеледниковье активизация линейной эрозии привела к повторному углублению и увеличению густоты эрозионной сети – к продвижению вершин эрозионных врезов вверх по ложбинной сети. Однако верховья балочной сети далеко не достигают вершин позднемосковских погребенных врезов.

Согласно результатам проведенных исследований, можно полагать, что в некоторые эпохи плейстоцена (например, на рубеже среднего и позднего плейстоцена) ширина пояса невыявленной эрозии была значительно меньше современной, густота и глубина эрозионного расчленения территории заметно превышали современные. Эта древняя (позднемосковская) эрозионная сеть демонстрирует потенциал линейной эрозии, который может быть реализован при определенных, пока не вполне четко реконструированных, ландшафтно-климатических условиях. Оптимум микулинского межледниковья и голоцен – этапы относительной стабилизации верхних звеньев флювиальной сети. В современную эпоху даже в условиях распашки водосборов линейная эрозия не продвигается так далеко в глубь междуречий, как на рубеже среднего и позднего плейстоцена.

Основной причиной изменения эрозионной расчлененности являлись изменения климата. Этапы наиболее интенсивных направленных изменений густоты и глубины эрозионной сети были приурочены к переходным эпохам: увеличение эрозионной расчлененности отмечалось при изменении климата на рубеже «ледниковая эпоха – межледниковье», а снижение ее – на рубеже «межледниковье – ледниковая эпоха». Поскольку эрозионный потенциал рельефа с конца среднего плейстоцена изменился слабо, вспышки линейной эрозии в московское и валдайское позднеледниковья были, по-видимому, обусловлены ростом эрозионного потенциала атмосферных осадков.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ (проекты 09-05-00340 и 10-05-00353).

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА КАВКАЗЕ: УСПЕХИ И НЕРЕАЛИЗОВАННЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ

Ю.В. Ефремов

*Кубанский государственный университет,
Краснодар, efremov_kubsu@mail.ru*

Кавказ – обширный горный регион – в течение второй половины XIX в. и всего XX в. привлекал внимание многих исследователей. Результаты исследований Кавказа до 50-х годов прошлого столетия широко освещались в многочисленных работах Н.А. Гвоздецкого [2], И.С. Щукина [12], А.Л. Рейнгарда [10], В.П. Зенковича [6] и многих других.

В данной работе акцентируется внимание на исследованиях в области геоморфологии, охватывающих период со второй половины XX в. до начала XI в. В это время сложилось несколько научных школ, которые возглавляли видные ученые: Л.И. Маруашвили, А.Л. Рейнгард, И.Н. Сафронов, С.П. Бальян, В.Р. Бойнагрян, Н.Ш. Ширинов, Д.А. Лилиенберг и др. В советский период на Кавказе эффективно работали многие экспедиции, организованные Московским, Харьковским и Кубанским государственными университетами, Институтом географии РАН. Итогом работы явились известные многим солидные монографии и многочисленные статьи.

Количество фундаментальных монографий и статей, изданных в это время, исчисляется многими сотнями. Среди них следует назвать известные многим географам монографии: «Кавказ. Природные условия и естественные ресурсы СССР» [7], И.Н. Сафронов «Геоморфология Северного Кавказа» [11], «Геоморфология Грузии» [3], «Геоморфология Азербайджанской ССР» [4], «Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа» [9], «Геоморфология Армянской ССР» [5], Д.А. Лилиенберг «Рельеф южного склона восточной части Кавказа» [8].

После распада СССР географические, в том числе и геоморфологические, исследования Кавказа по известным всем причинам заметно сократились. Прекратили работу многие экспедиции. Значительно ослабли связи ученых-географов России, Грузии, Азербайджана, Армении, осложненные политическими событиями. Перестала существовать кафедра геоморфологии Ростовского университета, географический факультет Чеченского университета; фактически прекратились полевые работы в Чечне, Ингушетии, Дагестане. Количество публикаций по географии, рельефу и рельефообразующим процессам Кавказа заметно снизилось. Некоторые статьи в журналах, публикуемые в настоящее время, основаны на материалах дешифрирования космических снимков и еще не до конца использованных архивных материалах.

Однако геоморфологические исследования не прекратились, а трансформировались в большей мере в региональные и прикладные исследования. На юге России на базе кафедры геологии и геоморфологии КубГУ в девяностых годах прошлого столетия сформировалась геоморфологическая школа, объединившая специалистов в области геологии, геоморфологии и геоинформатики. Основные направления исследований кафедры геологии и геоморфологии КубГУ – региональная геоморфология, озерный, нивально-гляциальный морфолитогенез, морфоструктурный анализ Кавказского региона, экологическая и эстетическая геоморфология, геоморфология городов и морских побережий.

При географическом факультете Кубанского университета с 2008 г. работает Диссертационный совет по защите докторских и кандидатских диссертаций по специальностям 25.00.25 – геоморфология и эволюционная география и 25.00.24 – социальная и экономическая

география. За последние 15 лет были защищены докторские диссертации В.Н. Тюриным, Ю.В. Ефремовым, А.В. Погореловым, С.А. Литвинской, М.Ю. Беликовым и десятки кандидатских диссертаций. Сотрудники кафедры, аспиранты и студенты ежегодно проводят экспедиции на Большом Кавказе, Предкавказье и в Гималаях по программам, реализуемым при поддержке РФФИ и Министерства образования.

Заметны успехи армянских географов. Несмотря на изоляцию, сложные социально-экономические условия в Армении, исследование ландшафтов, рельефа, рек и озер Малого Кавказа и Армянского нагорья не прекратилось. Проведение двух конференций (2004, 2006 гг.), успешно реализуемые контракты по исследованию оползней и селей, защита диссертаций и участие в международных форумах – яркое тому подтверждение. Замечательна монография В.Р. Бойнагряна «Склоны и склоновые процессы Армянского нагорья [1].

Географы Грузии пережили структурную перестройку научных учреждений, и в настоящее время основным научным центром является Тбилисский университет. Сейчас грузинскую школу географов и геоморфологов возглавляют Р.Г. Гобедшвили, Э.Г. Церетели, И.П. Бондарев. По ряду политических обстоятельств их выезд за рубеж ограничен. Несмотря на объективные сложности в организации и проведении различных мероприятий, геоморфологи были инициаторами проведения двух интернет-конференций (2004, 2006 гг.).

В последние десятилетия отсутствует информация о научных исследованиях географов Азербайджана, их работы давно не появляются на страницах центральных журналов России.

Таким образом, несмотря на существующие трудности нашего многополярного мира, современная география пережила сложный перестроечный период и приобрела черты новой прогрессивной науки, которая необходима развивающемуся хозяйству, рекреации. Однако при переходе на планируемую двухуровневую систему высшего образования (подготовку бакалавров и магистров) нависла угроза разрушения геоморфологической науки, безвозвратной потери наработанных в течение многих десятилетий ее научных направлений. Географические науки – это сложная система различных специальностей, имеющих свои характерные особенности, методологию и конкретные приемы познания нашей планеты. При исключении отдельных географических наук из стандартной образовательной программы невозможно будет решить многочисленные проблемы, которые постоянно возникают при реализации научных программ и использовании полученных результатов в практической деятельности. Хотелось бы верить, что этого не произойдет.

- [1] Бойнагрян В.Р. Склоны и склоновые процессы Армянского нагорья. Ереван: Изд-во Ереванского университета, 2007. 280 с.
- [2] Гвоздецкий Н.А. Физическая география Кавказа. Вып. 1, 2. М.: Изд-во МГУ, 1954. 208 с.
- [3] Геоморфология Грузии. Тбилиси: Изд-во Мецниереба, 1971. 609 с.
- [4] Геоморфология Азербайджанской ССР. Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1959. 371 с.
- [5] Геоморфология Армянской ССР. Ереван: Изд-во Арм. АН ССР, 1962. 586 с.
- [6] Зенкович В.П. Берега Азовского и Черного морей. М.: Географгиз, 1958. 374 с.
- [7] Кавказ. Природные условия и естественные ресурсы СССР. М.: Наука, 1966. 482 с.
- [8] Лиленберг Д.А. Рельеф Южного склона восточной части Кавказа. М: Изд-во АН СССР, 1962. 220 с.
- [9] Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа. М.: Наука, 1977. 377 с.
- [10] Рейнгард А.Л. Геоморфология. Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Ч. 1. М. –Л.: Госгеолиздат, 1947. 573 с.
- [11] Сафронов И.Н. Геоморфология Северного Кавказа. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета, 1974. 216 с.
- [12] Шукин И.С. Очерки геоморфологии Кавказа. Большой Кавказ. Труды Научно-исследовательского института географии МГУ, 1926. Ч. 1. Вып. 2. 226 с.

КОМПЛЕКСНАЯ ОЦЕНКА СЕЛЕВОЙ ОПАСНОСТИ БАССЕЙНА Р. МЗЫМТА (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ)

Ю.В. Ефремов

*Кубанский государственный университет,
Краснодар, efremov_kubsu@mail.ru*

Понятие опасности и риска неоднозначно в научной терминологии. Под опасностью понимается вероятность проявления геологических процессов в данном месте и в заданное время с определенными энергетическими характеристиками. Селевая опасность – угроза потерь жизни людей и материальных ценностей вследствие схода селей. Оценка степени селевой опасности понимается исследователями по-разному. В научной литературе существуют различные критерии оценки селевой опасности [1].

По существующим представлениям основными характеристиками (критериями), по которым оценивается опасность тех или иных природных процессов, является интенсивность и активность развития этих процессов на данной территории, объемы единовременных выносов, расходы и скорости селевых потоков, повторяемость, разрушения этими процессами, а также активность их проявления. Эти показатели оцениваются в баллах [2].

Интенсивность процессов, выражаемая через пораженность территории селями, определяется отношением суммарной площади всех форм их проявления к общей площади рассматриваемого участка в процентах [3]. Прогнозирование опасностей реализуется на основе инженерно-геологического районирования территории по интенсивности проявления на территории селевых процессов.

Селевая опасность на рассматриваемой территории неодинакова и реально существует в речных бассейнах, в которых сложились благоприятные условия для формирования селей и ведется интенсивная хозяйственная и рекреационная деятельность.

В данном случае в основу оценки селевой опасности положена селевая активность, т.е. интенсивность развития селевого процесса во времени и пространстве. Для оценки селевой активности одного селевого бассейна используют следующие показатели: количество селевых водотоков, максимальное (осредненное) значение объема выносов, повторяемость селей, потенциальный ущерб от селевых потоков в местах освоения горных территорий (таблица).

Анализируя таблицу, можно увидеть, что селевая опасность в бассейне р. Мзымта не одинаковая и зависит от многих критериев. Наибольшая селевая опасность существует в селевых районах Кепша, Ачипсе-Лаура и Аибгинский, средняя степень селевой опасности характерна для двух селевых районов и слабая для трех районов.

Следует подчеркнуть, что выбранные критерии являются приблизительными. При изменении климатических характеристик, скорости современных экзодинамических процессов, а также при усилении хозяйственной деятельности (вырубка лесов, прокладка дорог и линейных сооружений) селевая опасность будет определяться большим количеством критериев.

На основании определения селевой опасности, отраженной в таблице, нами построена карта зонирования территории по степени селевой опасности.

Выделение таких районов продиктовано строительством многочисленных олимпийских и других объектов в нижнем и среднем течении р. Мзымта для которых необходимо обеспечить лавинную и селевую безопасность. Совершенно очевидно, что воздействие природных катастрофических процессов с каждым годом будет возрастать, поскольку будет увеличиваться антропогенное воздействие на сооружаемые объекты.

Оценка степени селевой опасности в бассейне р. Мзымта

№ района	Название селевого района	Количество селевых водотоков	Максимальный осредненный объём конуса выноса, тыс. м ³	Повторяемость селей	Потенциальный ущерб от селевых потоков	Общее число, балл	Степень селевой опасности
I	Кепша	$\frac{2}{1}$	$\frac{140}{5}$	$\frac{10-50}{3}$	Угрожает пос. Кепша и автогассе (5)	14	Сильная
II	Чвежипсе	$\frac{8}{3}$	$\frac{30-50}{2}$	$\frac{10-50}{3}$	Угрожает дороге и пос. Медвежий угол (4)	12	Средняя
III	Краснополянский	$\frac{2}{1}$	$\frac{20-30}{1}$	$\frac{25-50}{2}$	Угрожает водоводу и поселку КП (4)	8	Слабая
IV	Ачипсе-Лаура	$\frac{4}{2}$	$\frac{50-100}{4}$	$\frac{5-10}{5}$	Угрожает олимпийским объектам (5)	16	Сильная
V	Пслухский	$\frac{12}{5}$	$\frac{10-15}{1}$	$\frac{5-10}{5}$	Опасность отсутствует	11	Слабая
VI	Верховья р. Мзымта	$\frac{7}{3}$	$\frac{10-15}{1}$	$\frac{5-10}{5}$	Опасность отсутствует	9	Слабая
VII	Аибгинский	$\frac{13}{5}$	$\frac{2-200000}{5}$	$\frac{1-5}{5}$	Угрожает дороге и олимпийским объектам (5)	20	Сильная
VIII	Левобережный в нижнем течении р. Мзымта	$\frac{5}{3}$	$\frac{12-15}{1}$	$\frac{10-50}{3}$	Угрожает строящейся авто- и железнод. магистралям (5)	12	Средняя

Примечание: 1. Числитель – численный показатель, знаменатель – количество баллов. 2. Критерии оценки: 16–20 – сильная степень селевой опасности; 12–15 – средняя; 8–12 – слабая. В 6-й колонке в скобках количество баллов.

- [1] Андреев Ю.Б., Божинский А.Н., Сидорова Т.Л. Методика картографирования вероятного ущерба от лавин и селей. М.: Вестник МГУ. Сер. 5. Вып. 5. 1997. С. 3–29.
- [2] Ефремов Ю.В. Оценка селевой опасности на Северо-Западном Кавказе // Материалы XX Юбилейной конф. получателей грантов совместных конкурсов Администрации Краснодарского края. Туапсе: Изд-во «Просвещение-Юг», 2008. С. 42–45.
- [3] Шeko А.И. Современные геологические процессы на Черноморском побережье СССР. М.: Недра, 1978. 184 с.

КАРСТОВЫЙ РЕЛЬЕФ ОКИНСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

А.Б. Иметхенов¹, Д.В. Кобылкин², О.Н. Морозов²

¹*Восточно-Сибирский государственный технологический университет, Улан-Удэ*

²*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, agrembrandt@inbox.ru*

Восточный Саян представляет собой обширную горную страну, вытянутую с северо-запада от Енисея до южной оконечности Байкала на юго-востоке. В целом страна представлена в виде свода, в центре которого расположено понижение – Окинское плато. Абсолютные максимальные отметки высот Окинского плато колеблются в пределах 2500–2600 м, а в разрезе оно напоминает впадину с крутыми бортами.

Окинское плоскогорье испытало сложную и многоэтапную геологическую эволюцию. После закрытия байкальской геосинклинали здесь образовались обширные участки суши, разбитые в последующие периоды активными тектоническими движениями. Этап выравнивания в начале кайнозоя сменился этапом тектонической активизации, с перерывами продолжающейся по сей день. На протяжении четвертичного времени сформировавшийся рельеф подвергался неоднократным оледенениям. Существенный вклад в общий ход развития рельефа Окинского плоскогорья внесли кайнозойские базальтовые излияния [1].

Наличие больших массивов обнаженных по бортам речных долин известняков делает этот район благоприятным для развития карстовых процессов. Особенности геологического строения делают этот район весьма перспективным для изучения голого и бронированного карста, обнаружения крупных пещер.

С 2007 по 2008 г. были проведены исследования в бассейне р. Дибь с целью выявления спелеологических участков. В среднем течении реки Забит, левого притока р. Дибь, находится массив хорошо обнаженных известковых пород. Ложе долины реки выработано в известняках нюркагинской и хютенской свит боксонской серии кембрия [2], в кровле перекрытых кайнозойскими базальтами. Днище долины представлено комплексом разновременных невысоких аллювиальных террас.

Правый борт долины имеет крутые склоны. Распадки небольших водотоков открываются в долину конусами выноса, иногда доходящими до бровки высокой аллювиальной террасы. Скальные выступы крутизной более 80° обрамлены в нижней части поясом обвальнo-осыпных шлейфов. Левый борт долины более пологий, опускается к реке горизонтально вытянутыми невысокими скальными уступами.

Особый интерес представляет массив карстовых пород по правому борту долины. По дну висячего распадка (ущелья), расположенного в центре массива, протекает водоток, полностью промерзающий и образующий каскад водопадов в зимнее время. Местным жителям была известна находящаяся здесь большая пещера Горомэ. В результате проводимых нами исследовательских работ в 2007 г. кроме нее было обнаружено еще несколько десятков пещер, гротов, карстовых воронок и мостов. В последующие экспедиции в январе и марте 2008 г. были проведены съемочные работы и изучен видовой состав найденных в пещере остатков фауны млекопитающих.

Пещера имеет карстовое происхождение и заложена по трещиноватостям пород, обусловленным тектоническими разломами. Рядом с основной магистральной пещерой располагается множество других, образованных по тем же направлениям. Судя по размерам и расположению в пространстве, магистральная пещера имеет свое продолжение на противоположной стороне уступа ущелья, а рядом расположенные на одной с ней высоте пещеры и воронки есть ее боковые ответвления. Возможно, по ней тек водоток большой мощности, перехваченный в последующем существующим водотоком.

Вход в основную пещеру открывается на отвесной стенке правого склона напротив горизонтального участка дна ущелья, зажатого сверху и снизу водопадами высотой до 10 м. Он имеет достаточно большие размеры – 5х7 м. От него идет вначале пологий, а затем крутой, сухой подход длиной 100 м, открывающийся в первый зал «Шахтерской славы». Размеры его довольно внушительны: диаметр 20–25 м, высота 15–20 м. Пол зала плоский без каких-либо

углублений и вздутий. Из него веерообразно расходятся узкие ходы. Один из них, сужающийся местами до незначительных размеров из-за свала глыб, длиной около 120 м, ведет во второй зал.

Форма стен и свода второго зала напоминает стоящий колокол высотой 17–20 м размерами у основания 10x8 м. Отсюда он и получил свое название «Колокол». Дно его завалено крупными глыбами, а на боковых стенках сохранились фрагменты аргиллитовой толщи высотой до 4–5 м.

Третий зал («Зал ожидания») имеет относительно небольшие размеры (длина 10 м, ширина 7–8 м, высота 17–20 м). Дно покрыто мощным слоем пещерной глины, что затрудняет движение по нему. Зал заканчивается расширяющейся книзу расселиной глубиной 30 м и шириной у основания 3–4 м.

Почти на всем протяжении пещеры наблюдаются горизонтальные фасетки – следы первичного пещерообразующего потока. По стенкам пещеры хорошо развиты кальцитовые натечные образования, а дно покрыто мощным слоем сухой пещерной глины. На стенках шурфа, заложенного в одном из залов, до глубины 0.4 м глина имеет однородное строение, с большей глубины наблюдается слабовыраженная слоистость.

Изучение костных остатков млекопитающих и их мумий проводилось в марте 2008 г. Как показали наблюдения, остеологический материал и мумифицированные остатки животных залегают в пещере как на поверхности, так и в слое желтых легких по составу, несцементированных сухих глин. Анализ разрезов показывает, что кости залегают в виде скоплений у стенок ходов пещеры. В слоях, содержащих кости, в большом количестве встречаются копролиты летучих мышей.

Анализ механических повреждений костей показывает, что некоторые животные погибали естественной смертью (на костях сохранялись сухожилия, попадаются сочлененные суставы с фрагментами кожного покрова, мумифицированные трупы), другие были жертвами хищников (следы погрызов на костях) либо человека (колотые кости, следы воздействия огня).

Видовая принадлежность обнаруженных остатков и мумий следующая – *Hyaena spelaea*, *Canis lupus*, *Ursus arctor*, *Vulpes vulpes*, *Cervus elafus*, *Capra sibirica*, *Moschus moschiferus*, *Poephagus grunniens*, *Sorex araneus*, *Eptesicus nilsoni*, *Microtus sp.*

Вторая крупная пещера – Горомэ-2 – представляет собой пологонаклонный меандрирующий узкий ход протяженностью 119 м при амплитуде 13 м, в нижней части заплombированный льдом.

Изученный спелеоучасток представляет собой, скорее всего, древнюю карстовую систему, сформированную в несколько этапов. Общее количество карстовых форм в долине реки Дибя делает этот район привлекательным как для специалистов-карстоведов, так и для спелеотуристов.

[1] Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. Окинское плоскогорье как особенный элемент орографии Восточной Сибири // Геоморфология. 2007. № 4. С. 96–103.

[2] Геология и метаморфизм Восточного Саяна. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. 192 с.

СЕЛЕВЫЕ ЛАНДШАФТНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ДОЛИН ЧЕРЕКА БЕЗЕНГИЙСКОГО И ЧЕРЕКА БАЛКАРСКОГО

В.А. Караваев¹, А.В. Воскова²

¹*Институт географии РАН, Москва, vadkaravaev@rambler.ru*

²*Научно-исследовательский и проектный институт Генерального плана Москвы,
Москва, avoskova@yandex.ru*

В функционировании горных ландшафтов большую роль играют как комплексы, образованные селевыми потоками, так и находящиеся в зоне их влияния. Сели в горных районах относятся к чрезвычайно опасным геоморфологическим процессам ввиду большой разрушительной силы. Ландшафтная структура территорий влияния селевых потоков формируется как закономерными, так и случайными процессами [2] и существенно определяется геолого-геоморфологическими условиями в границах селевого бассейна. Таким образом, зоны аккумуляции соответствуют разновременным генерациям отложений и отражают различные этапы функционирования всего комплекса. В представляемой работе предлагается анализ двух селевых ландшафтно-геоморфологических систем (далее – ЛГС) – Гытче-Нарталы и Тютюн-Су, расположенных в соседних долинах на территории Кабардино-Балкарской Республики. Гытче-Нарталы была обследована в ходе полевых работ 2008 и 2009 гг., Тютюн-Су – во время экспедиции августа 2009 г. При таком подходе можно сравнить влияние местных физико-географических условий на функционирование генетически однотипных – ледниково-дождевых¹ – систем [1].

Модельные ЛГС расположены на противоположных сторонах участка Бокового хребта между вершинами Коштантау и Улдуаузна, вытянутого в направлении с юго-запада на северо-восток и разделяющего долины рек Черек Балкарский и Черек Безенгийский. В бассейнах вышеназванных рек во второй половине XX в. наибольшая селевая активность отмечалась в 1934, 1953, 1975, 1983 и 1999 гг. [3].

В ходе исследования предполагалось решить следующие задачи: 1) провести зонирование модельных селевых ЛГС, а их зоны аккумуляции – основной объект исследования – дифференцировать на комплексы более низкого порядка, соответствующие разновременным отложениям; 2) определить характер растительности зон аккумуляции модельных ЛГС для выявления особенностей их динамики; 3) проанализировать строение, рассчитать и сопоставить морфометрические показатели бассейнов модельных ЛГС.

Различия в площади селевых бассейнов модельных ЛГС обусловлены орографическим строением водораздела рек Черек Балкарский и Черек Безенгийский. Площадь селевого бассейна на правом берегу Черка Безенгийского почти в 10 раз превышает площадь бассейна р. Тютюн-Су, однако конус выноса селевого комплекса р. Тютюн-Су по площади (0.38 км²) в 1.5 раза меньше конуса в долине Черка Безенгийского (0.67 км²) и почти в 10 раз меньше площади селевого бассейна (32.1 км²).

Выводы. 1. Толща ледника Тютюн и его перигляциальная зона занимают 33 % площади всего бассейна (на долю ледников Тютюн и Герты приходится 20 % и 11 % соответственно, причем очевидно, что наибольший запас воды сосредоточен в перигляциальной зоне и толще Тютюна).

Толща и перигляциальная зона деградирующего карового ледника в северном кулуаре селевого ЛГС урочища Гытче-Нарталы занимают 10 % общей площади бассейна, из которых 4 % составляет доля площади деградирующего карового ледника в северном кулуаре, который выступает здесь в качестве главного очага селеформирования.

Небольшие размеры зоны аккумуляции селевого комплекса по р. Тютюн-Су могут быть объяснены выносом значительной части селевого материала по ее руслу в Черек Балкарский и разгрузкой по многочисленным линейным врезам по правому берегу р. Тютюн-

¹ Генезис приведен по Карте селевой опасности Кабардино-Балкарии, созданной под руководством И.Б. Сейновой в 2003 г.

Су. Таким образом, исходя из строения бассейнов, ЛГС Тютюн-Су отличается большей селевой опасностью.

2. Границы селевых ЛГС проведены по наиболее четко выраженным на местности линейным элементам мезорельефа. Яснее других выражены границы конусов выноса селевых отложений: бровка берегового склона, линейно вытянутые понижения между конусом селевых отложений и кристаллическими породами водораздела. Граница между зоной транзита и конусом выноса проведена по линии вреза селевого потока в конус выноса. Зона формирования селевого комплекса ограничена, с одной стороны, границами бассейна, с другой – окраиной перигляциальной зоны, за которую условно принята граница моренно-гравитационных отложений. Обоснование подхода к выделению границы между зонами формирования селевого комплекса и транзита требует дальнейших исследований.

3. Зоны аккумуляции обеих модельных ЛГС дифференцируются на следующие системы меньшего порядка (секторы): систему русла и прирусловой части долины реки (Тютюн-Су) или селевого русла (Гытче-Нарталы), сложенных аллювием и селевыми отложениями; систему селевых отложений 2007–2008 гг., обе – незаросшие или с отдельными экземплярами и группами пионерных растений; систему селевых отложений 1999 г. под мелколиственным лесом; систему селевых отложений 1983 г. под лесными сообществами; систему селевых отложений 1953 г. и ранее, в том числе древних (старше 100 лет) селевых отложений под лугово-кустарниковой и лесной растительностью.

4. Различия растительного покрова в зоне аккумуляции рассматриваемых селевых комплексов обусловлены экспозицией склонов и интенсивным выпасом в урочище Гытче-Нарталы. В ЛГС 1953 и 1983 гг. на склонах северных экспозиций, преобладающих в урочище, лесные сообщества представлены березняками с участием ивы и ольхи серой, приуроченными к труднодоступным для выпаса участкам, сложенным крупным селевым материалом. В долине Тютюн-Су, где преобладают склоны южных экспозиций, в составе лесных сообществ участвует и является эдификатором сосна, сектор 1999 г., и прирусловые территории зарастают ольхой серой с участием берёзы и ивы.

Можно предположить, что на различия в растительности влияет также низкая относительная влажность приземного воздуха (55–60 %) в долине Черка Безенгийского, по сравнению с долиной Черка Балкарского.

- [1] Караваев В.А., Воскова А.В. Селевые ландшафтно-геоморфологические системы долин Черка Безенгийского и Черка Балкарского // Геоморфологические системы: свойства, иерархия, организованность / Отв. ред. Э.А. Лихачёва. М.: Медиа-ПРЕСС, 2010. С. 45–47.
- [2] Петрушина М.Н. Ландшафты зон воздействия селевых потоков // Ландшафтная экология. М.: РИЦ МГОПУ им. М.А. Шолохова, 2006. С. 60–65.
- [3] Сейнова И.Б. Климатические и гляциальные условия формирования селей Центрального Кавказа на стадии регрессии Малого ледникового периода // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. Пятигорск: Ин-т «Севкавгипроводхоз», 2008. С. 121–124.

ДЕФОРМАЦИИ РЕЧНЫХ РУСЕЛ УКРАИНСКИХ КАРПАТ

И.П. Ковальчук¹, А.В. Мыхнович², О.В. Пилипович²

¹*Национальный университет биоресурсов и природопользования Украины,
Киев, kovalchukip@ukr.net*

²*Львовский национальный университет имени Ивана Франко,
Львов, zandira@ukr.net, olha@tdb.com.ua*

Исследования пойменно-руслых комплексов Украинских Карпат начались в 1960-х годах и базировались на гидрологических изысканиях [5]. Особенно активно русловые процессы на карпатских реках изучались учеными Львовского и Черновицкого университетов, УкрНИИ гидротехники и мелиорации, Украинского научно-исследовательского гидрометинститута, Одесского гидрометеорологического института (теперь экологического университета), Киевского университета и др. [1–5].

Наши исследования русловых деформаций в большинстве случаев касались модельных речных систем в бассейне Днестра, а в качестве предмета исследований рассматривалась направленность, масштабы и интенсивность вертикальных и горизонтальных деформаций русел малых и средних рек, а также временных водотоков. Изучение деформаций предусматривало анализ как данных стационарных, полустационарных и полевых исследований, сравнение разновременных карт, фотоснимков и профилей, так и обработку косвенной информации (изменения кривых зависимости стока воды от уровня, изменения стока наносов и т.п.). Итоги исследований вертикальных деформаций русел в бассейне Днестра уже публиковались ранее [3], поэтому рассмотрим результаты других направлений исследований.

Полевыми исследованиями установлено, что особенно активными деформациями русла характеризуются речные системы горной (карпатской) части бассейна Днестра. Примером может служить речная система Яблоньки (левого притока верхней части Днестра) в границах Верхнеднестровских Бескидов. В условиях мягких очертаний рельефа, преобладания флишевых пород, чередующихся с более мягкими отложениями эоцена и олигоцена, продолжительного хозяйственного освоения здесь активно развиваются процессы донной эрозии, подмыва берегов рек, оползания. Средние расходы воды составляют 0.67 м³/с, модуль стока 7.91 дм³/с с км². Во время паводков пойма затопливается на глубину 0.5–2.0 м. За период с 1940 по 2000 г. структура речной системы сильно изменилась, особенно водотоки 1-го и 2-го порядков. Главной причиной трансформации структуры и интенсивных русловых деформаций выступают селитибные, агротехнические, гидротехнические нагрузки на бассейн и масштабный забор гравийно-галечникового материала из русел Яблоньки и Днестра. Понижение отметок дна Днестра ниже по течению обуславливает интенсивные вертикальные деформации русла Яблоньки (с 1969 г. дно Днестра около устья Яблоньки врезалось на 4.5 м, вследствие чего его уклон увеличился с 0.006 до 0.012 ‰ и усилилась донная (со средней интенсивностью 8 – 10 см за год) и боковая эрозия.

Нами рассчитан индекс стабильности русла Яблоньки — параметр, который характеризует скорость процесса саморегуляции русла: $\psi = d*(h*I)^{-1}$, где ψ — индекс стабильности русла, d — средний диаметр наносов, h — глубина потока, м, I — уклон русла. Показатель этот изменился от 0.65 в 1987 г. до 2.2 в 1997 г., что свидетельствует о существенной активизации русловых процессов. Как подтвердили полевые исследования, реакцией системы на этот вид воздействия является упрощение структуры речной системы, интенсивная донная эрозия, формирование ступенчатого продольного профиля реки, резкое изменение параметра стабильности русла, увеличение крутизны и высоты береговых откосов, изменение гидрогеологического режима прирусловых территорий и др.

Горизонтальные деформации изучались на другом модельном участке (впадение в Днестр его правого притока — Быстрицы) с использованием результатов предыдущих исследований этого участка, опубликованных исследователями Львовского университета [6]. Оценка проводилась на основе разновременных топокарт (1 : 10 000 – 1 : 25 000) и аэрофотоснимков. Рассмотрим вкратце главные особенности деформаций для трех периодов. В 1914–1949 гг. наибольшей динамикой горизонтальных деформаций характеризовалась нижняя

часть реки между правым бортом Днестра и левым бортом Быстрицы, где слабовогнутая меандра Днестра вследствие боковой эрозии сместилась влево и вниз по течению на 375 м, увеличив при этом свой радиус. На 300 м сместилось вниз место впадения Быстрицы в Днестр. Из-за поступления большого количества наносов из Быстрицы в Днестре происходит их усиленная аккумуляция, поэтому ниже по течению возникло 11 новых островов (наибольший размером 1.0x0.5 км). При почти неизменной ширине полосы меандрирования все излучины на 250 – 550 м сместились вниз. В результате смещения русло приблизилось в упор к левому борту долины Днестра, угрожая школе и другим строениям. Русло Быстрицы до 1914 г. было извилистым, с довольно большими островами. До 1949 г. оно выпрямилось и стало слабоизвилистым. Это можно объяснить небольшим понижением базиса эрозии и возрастанием водности реки. Между 1949 и 1963 гг. тенденции на верхнем участке сохранились, имело место увеличение площади островов и их слияние. Устье Быстрицы сместилось на 120 м вверх по течению Днестра. Ниже устья также произошло увеличение и слияние островов. Началось превращение зрелой излучины в староречье. В русле Быстрицы, напротив, были размыты все острова, а русло стало более извилистым, образовались новые излучины. В следующие 30 лет площадь большинства островов уменьшилась, часть их была размыта вследствие углубления русла. Тенденции в общих чертах сохранились. Излучины Днестра последовательно увеличивали свой радиус и смещались вниз по течению. Устье Быстрицы превратилось в трехрукавную дельту с двумя почти одинаковыми по размерам островами (3.5x7.0 км). Активное подмывание борта в этой части приводит к возрастанию риска развития гравитационных процессов (оползни, осыпи, обвалы), что угрожает хозяйственным сооружениям. Русло Быстрицы за этот период, переоткладывая русловой аллювий, стало еще более извилистым, в нем активно развиваются процессы фуркации и разветвления на рукава. Изменения характера деформаций и их масштабов коррелируют с многолетними изменениями стока воды и наносов, а также вертикальными деформациями русел.

Выявленные тенденции, масштабы и интенсивность деформаций русел используются для обоснования противоэрозионных мер во избежание негативных последствий проявления русловых процессов в этом регионе.

- [1] Голояд Б.Я., Сливка Р.О., Паневник В.М. Ерозійно-денудаційні процеси в Українських Карпатах. Івано-Франківськ, 1995. 114 с.
- [2] Ковальчук І.П. Регіональний еколого-геоморфологічний аналіз. Львів: Інститут українознавства, 1997. 440 с.
- [3] Мыхнович А.В. Вертикальные деформации русел рек в бассейне Днестра // Новые и традиционные идеи в геоморфологии: V Шукинские чтения. М.: Географический факультет МГУ, 2005. С. 303–307.
- [4] Ободовський О. Гідролого-екологічна оцінка руслових процесів (на прикладі річок України). Київ: Ніка-Центр, 2001. 274 с.
- [5] Ющенко Ю. Руслознавчі дослідження у Чернівецькому університеті // Українська історична географія та історія географії в Україні. Чернівці, 2009. С. 36–37.
- [6] Стрельников І.Ф. Планове зміщення русел рік Дністра і Бистриці в районі географічного стаціонару // Вісник Львівського університету. Серія геогр. Львів, 1973. Вип. 8. С. 90–94.

ЭВОЛЮЦИЯ ЛЕДНИКОВОГО РЕЛЬЕФА ГОР КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

К.Г. Козлова

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, ksenia.firna@gmail.com*

Рельеф горных массивов, расположенных на Кольском полуострове, значительно преобразован ледниками, неоднократно покрывавшими его в течение плейстоцена и в начале голоцена. Изучение ледникового рельефа ведется здесь более 150 лет. Основные работы проведены отечественными (А.Ф. Миддендорф, М.А. Лаврова, М.К. Граве, А.Д. Арманд, Б.И. Кошечкин, С.А. Стрелков, С.М. Мягков, В.Ф. Перов, Г.С. Ананьев, А.А. Никонов, В.Я. Евзеров, В.В. Колька, О.П. Корсакова и др.) и зарубежными (W. Ramsay, J.I. Svendsen, J. Mangerud, C. Hattestrand, C.D. Clark и др.) исследователями.

До сих пор нет единой трактовки истории формирования рельефа полуострова. Установлено, что ледники покрывали его неоднократно и преобладающим процессом являлась экзарация. В центральной части полуострова, в пределах низкогорных массивов (Хибинские, Ловозерские, Волчьи и Сальные тундры, Монче- и Чуна-тундры и др.), развивалось горно-долинное оледенение. Взаимодействие горных и покровных ледников было сложным: горное оледенение либо перекрывало покровы льдов, либо соединялось с ними на предгорных равнинах и в крупных долинах. При дегляциации значительную роль в формировании рельефа играли потоки талых ледниковых вод.

Современный рельеф в пределах горных массивов в наибольшей степени сформирован в поздневалдайское время, так как следы предыдущих оледенений уничтожены. Разрушение ледников не было одновременным: в центральной части полуострова оно отставало от периферии, по разным оценкам, не менее чем на 5 тыс. лет. На заключительных этапах развития оледенения площадь, занятая льдом, несколько раз увеличивалась и сокращалась. Неоднократные колебания климата в голоцене обуславливали периодическое возникновение и таяние небольших карово-долинных ледников. В Хибинах и сейчас существуют четыре небольших ледничка, что говорит о том, что ледниковая история Кольского полуострова не завершена.

До сих пор неясны многие вопросы взаимодействия горных и покровных ледников в пределах низкогорных массивов. В 2007–2009 гг. автор провела там полевые исследования, основной целью которых была реконструкция истории формирования ледникового рельефа.

Так как роль нивационных процессов в формировании карообразных форм рельефа (кары, цирки, лаги в Мончетундре) остается пока неясной, все они отнесены к ледниково-экзарационным формам. Морфометрический анализ вершинного пояса гор показал, что они располагаются на нескольких высотных уровнях. Всего в Хибинах (максимальная высота 1200 м, г. Юдычвумчорр) находится 13 цирков, 60 каров и 16 карообразных форм с нечеткими очертаниями; в Монче- (965 м, г. Хипик) и Чуна- (1072 м, г. Эбручорр) тундрах – 14 каров и карообразных форм, в Ловозёрских тундрах (1116 м, г. Ангвундасчорр) – 25 форм.

Наиболее часто бровки каров и цирков располагаются в Хибинах в пределах высотных интервалов 1000 – 1150 м (64 %), а днища – на высотах 700–850 м (65.4 %). В Монче- и Чуна-тундрах бровки каров в основном располагаются на высотах 700–750 м (21.4 %), 850–950 м (28.6 %) и 1000 – 1050 м (21.4 %), а их днища – в интервале 600–750 м (50 %), но распределены более равномерно. В Ловозерах бровки каров располагаются на высотах 750–900 м (52 %), 900–1100 м (28 %), 650–700 м (20 %), а их днища – в интервале 650–850 м (60 %) и 500–650 м (32 %).

Хорошо заметное увеличение абсолютных отметок элементов (особенно высот днищ) экзарационных форм с запада (Монче- и Чуна-тундра) на восток (Хибинские и Ловозерские) объясняется, возможно, ростом высоты снеговой границы в этом направлении, связанным с уменьшением количества осадков с запада на восток. При этом разница между Заимандровскими тундрами и Хибинами существенна, а между Хибинами и Ловозерами незначительна.

В Хибинах нами установлена зависимость морфологии каров от состава горных пород. Наиболее ярко выраженные цирки и кары находятся в полосе распространения трахитоидных

хибинитов. Они имеют четкие и резкие бровки, высокие (более 200 м) стенки, являются сравнительно монолитными. Для форм в области распространения фойяитов (цирки Озерный, Академический) характерны интенсивно осыпающиеся почти отвесные скальные стенки и широкие днища. Глубина каров в зоне распространения жильных массивных лавочорритов минимальна, хотя бровки каров находятся на тех же высотах. Эти различия можно объяснить неоднородными прочностными свойствами нефелиновых сиенитов различного состава и структуры. Многие особенности расположения и очертаний каров и цирков, направления троговых долин определяются ориентировкой тектонически ослабленных зон различных рангов.

Результаты дешифрирования аэрофотоснимков и анализа петрографического состава валунов и глыб ледниковых отложений показывают, что верхняя граница распространения покровной морены сильно колеблется и располагается на высотах между 600 и 750 м. При этом для многих долин и котловин в Хибинах характерны хорошо выдержанные по высоте и внешнему облику террасовидные уровни. Обычно они считаются береговыми линиями приледниковых озёр или боковыми моренами покровного ледника, но оказывается, что их внутреннее строение неоднородно. Иногда движущийся склоновый чехол мощностью до 0.5 м перекрывает скальный цоколь (цокольные солифлюкционные терраски), другие ступени сложены несортированными песчано-валунными отложениями, в строении третьих высока доля неокатанных обломков местных пород.

В толще песчано-валунной морены часто встречаются многочисленные следы приледниковых водоёмов с ленточной слоистостью песчано-алеврито-глинистых осадков. Такие отложения обнаружены и исследованы в долинах Юкспоррьока и Малой Белой, верхнем течении ручья Снежного, на западном побережье Умбозера, в долине Сенгисйока в Ловозёрских тундрах, давно известны в долине р. Гакмана и в нижнем течении Снежного (Хибины). Они заметно отличаются между собой по гранулометрическому составу: для палеоводоёма долины р. Голубичной (правый приток р. М. Белой) характерны алевриты, для остальных палеоводоёмов – глины. Опираясь на данные гранулометрического анализа, можно сделать вывод о том, что первый располагался недалеко от края тающего ледника, и его глубина не превышала 20 м. А глубокие водоёмы в долинах рек Гакмана, Юкспоррьок располагались сравнительно далеко от ледяного обрыва, т.е. их размеры были заметно больше.

Таким образом, нами установлено:

- наличие нескольких высотных уровней ледниково-экзарационных форм (цирки, кары, троговые долины), что свидетельствует о нескольких этапах их образования в позднем плейстоцене;

- зависимость морфологии экзарационных форм от состава горных пород;

- значительная неоднородность картины деградации оледенения, образованной сложным сочетанием нунатаков, различных фаций морены, массивов мёртвого льда, приледниковых озёр различных размеров, лежавших в разных долинах на разных высотах, флювиогляциальных дельт;

- разнообразие ледникового рельефа, обусловленное не только сложностью картины деградации, но и интенсивной сейсмической активностью низкогорий, которая приводила к многочисленным обвалам, отседанию блоков скальных пород, перестройкам речной сети, деформациям рыхлого чехла и т.д., что в целом способствовало повышению неоднородности строения форм собственно ледниковых форм.

Работы поддерживаются РФФИ (проект № 08-05-00932).

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ ОБЛАСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ТРАНСАЗИАТСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ: МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ И СТРУКТУРЫ-ИНДИКАТОРЫ

А.А. Коковкин

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск

Развитие внутренней структуры области взаимодействия (ОВ) Трансазиатского и Тихоокеанского подвижных поясов (ТАПП и ТОПП, соответственно) контролируют системы их глубинных разломов. Для ТАПП они имеют преимущественно широтную ориентировку, для ТОПП – меридиональную – северо-восточную. Согласно волновой модели [1], разломы функционируют в *знакопеременно-сдвиговом* режиме, с периодической сменой активности по системам разного направления. Такой режим регламентирует горизонтальную амплитуду остаточных сдвиг-надвиговых деформаций, обеспечивая структурам континентальной коры необходимую для их существования *целостность*. Это видно на примерах Сунляю-Амуро-Зейской и Амуро-Ханкайской рифтогенных систем. На общем тренде омоложения континентальной коры востока Азии данные системы устойчиво развиваются, соответственно, с поздней юры и эоцена, сохраняя до настоящего времени свои контуры и непрерывно (с нерегулярной ритмичностью) наращивая свой осадочный чехол. С учетом нелинейного характера волновых деформационных процессов коры с высокой вероятностью развития резонансных эффектов, скорость сдвиговых перемещений должна варьироваться в достаточно широких пределах. Наличие в коре остаточных деформаций связано с *нелинейным* характером знакопеременного сдвига – с проявлением смещений, не компенсированных смещениями полярной направленности. Вследствие этого мощность разломных зон постепенно наращивается. Именно этим может быть объяснен феномен больших (до $n \times 10$ км) мощностей многих зон разломов ОВ (Монголо-Охотской, Инкоу-Хинганской, Намурхэ-Амурской, Танлу-Курской и др.).

Индикаторами активности разломов являются, прежде всего, *инверсионные структуры*, развивающиеся в режиме, полярном по отношению к режиму вмещающего их фрагмента коры. Выделено *два типа* таких структур – это *приразломные впадины* в орогенах и *внутренние поднятия* в рифтогенах [2]. В орогене, как известно, доминирует режим сжатия. Образование в нем приразломных впадин, для развития которых требуются условия растяжения, указывает на наличие здесь весьма специфических, локальных *инверсионных* обстановок с раздвиговым режимом. Появление такого режима связано с образованием в разломе *щелевидной открытой полости*, появляющейся при сдвиге на участке искривления плоскости сместителя. На земной поверхности такая полость в процессе геологически медленных сдвиговых перемещений заполняется трещинно-жильными водами и превращается в динамично развивающийся седиментационный бассейн. Примером *ранней стадии* развития такой инверсионной структуры является приразломная впадина Байкала. В ходе седиментогенеза инверсионная впадина заполняется осадками, длительно сохраняя свою целостность. Устойчивость ее структуре в условиях сдвигового «стресса» придает практическая «несжимаемость» ее водо-флюидонасыщенного осадочного выполнения. Тем не менее в перспективе эволюция орогена и контролирующего впадину разлома ведет к деградации впадины с выведением ее из седиментации, с деформацией и эрозией. В стадии *деградации* находятся в ОВ целый ряд новейших приразломных впадин – Верхне-Зейская и Токская (Становая зона разломов), Эхилканская и Верхне-Амгуньская (Инкоу-Хинганская зона), Сутарская (зона Намурхэ) и др. При сдвиге на границе с орогеном накапливаются напряжения сжатия, впадина становится потенциальным источником их разгрузки. В случае увеличения скорости сдвига появляется вероятность *импульсной* разгрузки напряжений. Для крупных полостей, образующихся с большой скоростью и на значительных глубинах, где кора характеризуется высоким уровнем напряженно-деформированного состояния, вероятность импульсной разгрузки напряжений, соответственно, резко возрастает. В этих условиях такие полости могут рассматриваться как потенциальный источник (гипоцентр) коровых землетрясений. Соображения о возможности импульсной разгрузки напряжений в открытых

(глубинных) полостях были озвучены академиком Ф.А. Летниковым ранее, в докладе на Иркутском симпозиуме по сейсмотектонике (2008 г.).

Инверсионные поднятия (ИП) формируются в рифтогенных структурах ОВ под действием знакопеременного сдвига в активных зонах разломов, нередко в узлах их пересечения. ИП сложены породами фундамента и (вулканогенно-)осадочного выполнения рифтогенов. Поскольку контролирующие ИП активные разломы выполнены дезинтегрированным, обводненным и потому практически несжимаемым субстратом, имеющиеся в них блоки пород с ненарушенной сплошностью в условиях мощного двустороннего сжатия выталкиваются при сдвиге вверх («всплывают»). В пределе ИП могут превратиться в «бескорневые» структуры. Крупное валообразное ИП, контролируемое широтными разломами системы Намурхэ, сформировано в эоцене–олигоцене в зоне сочленения Амуро-Зейской впадины с впадиной Сунляо. По его северному фасу развита серия мелких плиоцен-четвертичных инверсионных блоков (Константиновский, Шапка, Скобельцинский, Богучанский и др.). В Средне-Амурской впадине в зоне Намурхэ локализованы новейшие структуры Хабаровско-Хехцирской системы инверсионных поднятий (ХХСИП), Новокаменское, Волочаевское и др. Градиентные границы инверсионных поднятий с рыхлыми осадками вмещающих рифтогенов насыщены тектоническими и сейсмогенными дислокациями, идентифицирующими характер и возраст активности контролирующих их разломов [3].

Индикаторами современной разгрузки напряжений на выведенных на поверхность бортах активных разломов служат структуры современных «выдвигов». Они получили достаточно широкое распространение в береговых уступах рек в зонах разломов: Танлу-Курском (р. Кур, Курский грабен), Фушунь-Мишань-Хабаровском (р. Амур, ХХСИП), в Центральном Сихотэ-Алинском (р. Хор), Южно-Тукурингском (р. Мын) и др. Блоки таких «выдвиговых» структур размером до 20–30 м, сложенные скальными породами, выдвинуты из бортов разломов в современный речной аллювий с амплитудой до $n \times 10$ м. Надежным индикатором современной активности разломов ОВ является также *радон*. Аномалии радона с объемной активностью в $n \times 1000$ Бк/м³ установлены при поисках урановых месторождений и радиоэкологическими работами ФГУП «Таежгеология» в зоне Намурхэ, в зонах Хинганского, Эхилкан-Ханкайского, Танлу-Курского, Хабаровского и других разломов.

- [1] Коковкин А.А. Волновая модель структурирования континентальной коры в кайнозой для области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов // Вестник ДВО РАН. 2006. № 3. С. 47–60.
- [2] Коковкин А.А. Геологические индикаторы нелинейных и волновых процессов структурирования континентальной коры в кайнозой: регион юга Дальнего Востока России // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы XXXVII Тектонического совещания. Т. 1. Новосибирск, 2004. С. 242–245.
- [3] Коковкин А.А. Голоценовые дислокации в структуре Хабаровско-Хехцирской системы новейших инверсионных поднятий – проявление нелинейного и волнового характера сейсмического процесса // Вулканология и сейсмология. 2006. № 5. С. 71–80.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА УСТЬ-СЕЛЕНГИНСКОЙ ВПАДИНЫ

В.Л. Коломиец

*Геологический институт СО РАН,
Улан-Удэ, kolom@gin.bscnet.ru*

В процессе наших исследований в Усть-Селенгинской впадине выявлено, что в низовьях р. Селенги речными и озерными песками сложены II (10–12 м), III (15–20 м), IV (24 м), V (33–40 м) террасы и террасоувалы высотой 40–80 м. Распределение мощностей песчаных осадков придельтовой части долины реки полностью соответствует закономерности осадконакопления в ходе поднятий водоприемного бассейна оз. Байкал. Установлено прислонение разновозрастных песчаных и песчано-алевритовых террасовых толщ, под осадками террасового комплекса выявлен песчано-галечный аллювий. Тыловые швы террасоувалов сопряжены с подгорными шлейфами, сформированными путем дефляции поверхностей прислоненных песчаных террас и накопления эоловых наносов на наветренных склонах с одновременным переотложением их дождевыми водами. Песчаные отложения данного ряда вследствие недалекого переноса визуально не отличаются от развеваемых и, возможно, перекрывают коренные цоколи эрозионных уровней и тектонические уступы. Отсюда иллюзия о существовании еще более высоких террасоувалов – до 800–900 м (340–440 м относительной высоты). На сегодняшний день наиболее изученными в литолого-фациальном и палеогеографическом плане являются IV, III и II надпойменные террасы.

Разрез отложений IV террасы исследован в районе Фофоновской кристаллической перемычки и отчетливо подразделяется на три горизонта. Первый горизонт (интервал 0.35–1.00 м) раннекаргинского времени (РТЛ-дата, 40000 ± 5700 л.н.) сложен непромытым песчаным алевритом (средневзвешенный диаметр частиц $x=0.13$ мм) с практически полным отсутствием слоистости и обломочных включений. Низкое значение коэффициента вариации гранулометрического спектра ($v=0.77$) устанавливает аквальное происхождение данных осадков и принадлежит полю смешанного аллювиально-озерного генезиса. Бассейн аккумуляции представлял собой неглубокий стационарный мелководный (до 1.5–2.0 м) озеровидный водоем. Перемещение материала осуществлялось слабоподвижными (ϕ -критерий устойчивости русел <100 единиц), равнинными (число Фруда $Fr < 0.1$; водосборный ареал >100 км²), сальтационными ($x < 0.35$) потоками в натуральных, достаточно благоприятных, придельтовых (число Лохтина, $\Lambda=2.2$) условиях состояния ложа с беспрепятственным течением воды (коэффициент шероховатости $n=47$). В фациальном отношении исследуемые осадки принадлежат прибрежной фации лимнической макрофации.

Второй горизонт (2.0–3.5 м) разреза выполнен тонкослоистыми крупными ($x=0.08$ – 0.09) и песчаными ($x=0.09$ – 0.10 мм) алевритами. Время накопления его – от позднеермаковского (65000 ± 7000 л.н.) в подошве до раннекаргинского (49000 ± 6000 л.н.) на верхней границе. Показатели коэффициента вариации по всему горизонту относятся к диапазону от 0.7 до 1.0, что доподлинно определяет аквальное происхождение осадков (поле перекрытия речных и озерных обстановок седиментации). Накопление протекало в крупном малопроточном, не отличавшемся большой глубиной (до 2–3 м) озерном водоеме, с умеренным субламинарным гидрологическим режимом водотоков, переносивших главным образом взвешенный обломочный материал ($x < 0.1$). Палеореки характеризуются равнинным ($Fr < 0.1$) типом естественных слабоподвижных ($\phi < 100$ ед.) русел с площадью водосбора >100 км² в весьма благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды ($n=49.5$ – 49.8). Очень высокий процент содержания (90–97 %) тонкодисперсных частиц устанавливает образование изучаемых осадков в прибрежно-приглубой полосе акватории озерных водоемов с преобладанием прибрежных и донных фаций лимнической макрофации.

Третий горизонт (5.0–8.5 м) тазовского времени (140000 ± 17000 л.н.) сформирован неотчетливо-слоистым алевритом ($x=0.07$ мм), доминирует только одна фракция – <0.14 мм, содержание которой равно 99 %. Набор статистических ($v=0.48$) и потамологических

показателей определяет аквальный характер аккумуляции в однородных спокойных динамических условиях стационарного озеровидного бассейна с образованием приглубо-донных фаций (устойчивая среда с субламинарным режимом придонного осаждения приглубо-донной полосы лимнических проточных водоемов при критически малых скоростях транспортировки осадков в более глубокой части бассейна).

Толща III террасы в целом имеет двучленное строение. Нижняя часть разреза сложена косослоистыми галечниками, крупно- и грубозернистыми песками с гравийными включениями. Осадки каргинской, верхней, части (45000 ± 4500 ; 35000 ± 5000 л.н.), вскрытой до глубины 8 м в районе п. Ильинка, представлены песчаными алевритами, алевропесками, алевритовыми и разномелкозернистыми песками. Их накопление происходило в озеровидных, неглубоких (2 м) водоемах при наличии разветвленной фурукирующей сети проток Пра-Селенги со слаботурбулентным гидрологическим режимом. По числу Фруда водотоки относились к равнинному ($Fr < 0.1$) типу постоянных, в достаточной степени оформленных русел с водосборной площадью $> 100 \text{ км}^2$, свободным течением воды в обычных, комфортных и очень комфортных условиях состояния ложа (коэффициент шероховатости, $n = 42.8 - 50.7$). ϕ -критерий устойчивости (< 100 ед.) определяет такие палеопотоки как малоподвижные. Фациальная причастность осадков третьей террасы неоднозначна – алевритово-песчаные разновидности накапливались в акватории озер со слабым волнением и придонным течением (лимническая макрофация), а средне-мелкозернистые пески приносились мигрирующими речными потоками с пониженными скоростями движения воды (речная макрофация).

Вторая надпойменная терраса (позднекаргинская, 27000 ± 13500 и раннесартанская, 22000 ± 5500 л.н. эпохи), как и третья, состоит из двух толщ. Низы выполнены слоистым псефитово-псаммитовым материалом. Верхняя толща (вскрытая мощность 7 м) сложена массивной лессовидной супесью, субгоризонтально- и слабоволнисто-слоистым песчаным алевритом, ритмично-тонкослоистыми субгоризонтально-волнистыми алевритово-мелкозернистыми песками и субгоризонтально-наклонными мелкозернистыми песками. Седиментогенез совершался в обстановке мелководных (до 1.0–1.5 м) сквозных озерных бассейнов со слаботурбулентным гидрологическим режимом водотоков. Палеопотоки, транспортировавшие в эти озера рыхлые наносы, характеризовались равнинным ($Fr < 0.1$) типом естественных русел с площадью водосбора $> 100 \text{ км}^2$ в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды ($n > 40$). Для палеопотамологических показателей отложений нижней толщи этой террасы присуща наибольшая контрастность. Здесь протекали крупные водотоки горного типа с развитыми аллювиальными подвижными формами донного рельефа, беспокойным течением и ярко выраженным турбулентным режимом осаждения. Осадки принадлежат русловым грядовым и в меньшей степени пойменным фациям.

Таким образом, аккумуляция массива IV надпойменной террасы на Фофановской перемычке был свойствен водный характер седиментации в гомогенных умеренно-динамических условиях устойчивого озеровидного водоема с образованием приглубо-донных фаций. Наряду с речными обстановками при формировании нижних толщ III и II террас имели место и постоянные неглубокие проточные озерные бассейны с примерно одинаковой гидродинамической ситуацией накопления отложений верхних толщ разрезов. Следовательно, преимущественно лимнический генезис IV террасового уровня, а также аллювиально-озерное происхождение III и II надпойменных террас свидетельствуют о длительном (средний – поздний неоплейстоцен) существовании стационарных озерных условий осадкообразования в Усть-Селенгинской впадине, связанных с неоднократными ингрессиями вод оз. Байкал в данную котловину.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ПРЕДЕЛАХ СИБИРСКИХ УВАЛОВ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

С.Е. Коркин

*Нижевартовский государственный гуманитарный университет,
Нижевартовск, egf_nv@mail.ru*

Геоморфологические исследования в пределах Сибирских Увалов и сопредельных территорий проводятся начиная с летнего периода 2002 г. по настоящее время. В процессе полевых работ 2002 и 2003 гг. было заложено шесть ключевых участков на берегу реки Глубокий Сабун. С 2003 по 2009 г. проводилась фиксация интенсивности отступления береговой бровки в спектре изучения флювиальных рельефообразующих процессов.

На территории природного парка «Сибирские Увалы» в рамках геолого-геоморфологических особенностей формирования речных русел получили развитие районы с промежуточными условиями развития русловых деформаций (преобладание адаптированных русел) и районы распространения заломов на малых реках.

С точки зрения морфодинамической составляющей, на исследуемой территории преобладают широкопойменные типы русел, среди них распространены излучины свободные, сегментные пологие (с продольным перемещением) и излучины свободные, сегментные крутые с широким распространением омеговидных излучин (с продольно-поперечным перемещением) [1].

По итогам 2003 г. на локальном участке максимальный размыв, в пределах третьего ключа, составил 1.2 м/год со средним значением по участку 0.4 м/год. На втором ключе средний показатель составил 0.12 м/год. Общее среднее значение за год равно 0.26 м/год.

По итогам 2004 г. максимальный размыв в пределах третьего ключевого участка составил 0.35 м/год со средним значением по участку 0.11 м/год. На втором участке средний показатель составил 0.13 м/год. Среднее значение по двум зафиксированным участкам за год соответствует 0.12 м/год.

По результатам 2005 г. максимальный размыв зафиксирован на пятом участке и составил 2.55 м. Данные по всем створам данного участка показали наличие интенсивного размыва надпойменной террасы в начале изгиба излучины. Средний показатель размыва по створам составил 2.13 м. Размыв для третьего и четвертого пойменных участков характеризуется невысокими показателями эрозионной деятельности. Исключением является створ четвертого участка, где показатель эрозионной активности составил 2.15 м (за два года). Общий средний показатель по всем участкам в 2005 г. равен 0.40 м/год.

По показателям 2006 г. максимальный размыв зафиксирован на пятом участке и составил 0.75 м/год (створ II). Высокие показатели плановых изменений выявлены на первом ключевом участке, так как на данном участке фиксация произведена впервые за четыре года, полученный показатель 2.2 м разделили на четыре, среднегодовой показатель составил 0.55 м/год на створе III и 0.48 м/год на створе II. Средний показатель размыва по всем створам первого участка за четыре года составил 0.35 м/год. Средний показатель отступления берегового склона в 2006 г. для остальных участков составил: второй участок — 0.08 м/год; третий участок — 0.06 м/год; четвертый участок — 0.02 м/год; пятый участок — 0.56 м/год; шестой участок — 0.08 м/год. Общий средний показатель по всем участкам равен 0.21 м/год.

В 2007 г. размыв зафиксирован только на пятом и шестом участках с максимальным показателем на IV створе — 7 м за два года и принят равным 3.5 м/год. В связи с этим средний по участку показатель составил 1.03 м/год. Общий средний показатель за 2007 г. равен 0.18 м/год. Это говорит о низком эрозионном воздействии руслового потока на береговой склон реки Глубокий Сабун.

В 2008 г. размыв составил 0.61 м/год на всех участках, с максимальным показателем на пятом участке III створа — 2 м/год. В связи с этим средний показатель по участку равен 1.3 м/год. Это может говорить о высоком эрозионном воздействии руслового потока на береговой склон реки Глубокий Сабун в 2008 г.

В 2009 г. размыв отмечен только на двух участках (пятом и шестом) с максимальным показателем на пятом участке II створа — 0.8 м/год. Средний показатель по участку равен 0.4 м/год, а в 2008 г. данный показатель составлял 1.3 м/год, что говорит о сниженной эрозионной активности в 2009 г. Общий средний показатель за 2009 г. равен 0.13 по сравнению с 2008 г. — 0.61 м/год.

Полученные результаты свидетельствуют о низком эрозионном воздействии руслового потока на береговой склон реки Глубокий Сабун в 2009 г.

В ходе работы произведена типизация излучин по видам на основе морфодинамической классификации Р.С. Чалова [2]. На составленной карте выделены морфометрические показатели: степень развитости l/L , где l — длина русла по излучине, км, L — шаг излучины, км, характерный радиус кривизны излучин, м, стрела прогиба h , м. Аккумулятивная деятельность оценивалась по фиксации морфометрических характеристик отмелей, сложенных русловыми фациями аллювия.

В настоящее время можно проследить изменения средних показателей преобразования бровки береговых склонов за семь лет: 2003 г. — 0.26 м/год; 2004 г. — 0.12 м/год; 2005 г. — 0.40 м/год; 2006 г. — 0.21 м/год; 2007 г. — 0.18 м/год; 2008 — 0.61 м/год; 2009 — 0.13 м/год; общий показатель составил 0.27 м/год. Средние скорости размыва берегов исследованной территории показаны на карте «Русловые процессы на реках» [1] в пределах от 0 до 2 м/год, эти данные подтверждаются в проведенных полевых исследованиях с максимально зафиксированным показателем в 2008 г. на пятом ключевом участке — 2 м/год. В ходе работы было выделено 129 излучин, из которых преобладают свободные петлеобразные, сегментные и заваленные, из адаптированных — сегментные. Степень развитости излучин изменяется от 1.2 до 19.2, со средним показателем 3.6, что говорит о снижении активизации размывов русла и об увеличении возможных прорывов в узких частях излучин.

При превышении критической величины (степень развитости 1.4) свободные излучины либо спрямляются за счет формирования пойменного протока через шпоры, либо трансформируются в излучины петлеобразной или синусоидальной формы с последующим затуханием деформаций. При степени развитости от 2 до 3.5 петлеобразные излучины вновь активизируются, это связано с развитием вторичных излучин на крыльях петлеобразной. Для Глубокого Сабуна (длина которого в пределах парка 188 км) ось пояса меандрирования составила 44 км, а суммарная величина длины излучины достигает 117 км, что соответствует 62 %. Сегментные излучины делятся на «сегментные пологие» 1.10—1.40, «сегментные развитые» 1.40—1.70, «сегментные крутые» 1.70—2.00.

Полученные в ходе проведенных исследований данные преобразования береговых зон под влиянием флювиальных рельефообразующих процессов можно считать фоновыми для ненарушенных ландшафтов Сибирских Увалов и прилегающих территорий.

[1] Атлас Ханты-Мансийского автономного округа. Т. 2 (Природа и экология). Ханты-Мансийск – Москва – Новосибирск, 2005. 250 с.

[2] Чалов Р.С., Завадский А.С., Панин А.В. Речные излучины. М.: Изд-во МГУ, 2004. 371 с.

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРЕХОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА) И ЕЕ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Н.И. Косевич

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, nkosevich@gmail.com*

Терехольская котловина располагается на юго-восточной окраине Республики Тыва, в юго-восточной части Алтае-Саянской горной страны, и входит в Байкальскую рифтовую зону – систему кайнозойских больших межгорных впадин и структурно связанных с ними горных поднятий. С северо-запада Терехольская впадина ограничена глубинным разломом, который разделяет раннепалеозойские тектонические элементы – Сангиленский массив и Восточно-Таннуольский блок. Современную активность разлома подтверждают результаты GPS-мониторинга и косвенные данные в виде разрывов тальвегов малых долин. Озеро находится в пределах водосборного бассейна Малого Енисея (Ка-Хема).

Целью данного исследования стало изучение новейших тектонических движений и определение их роли в формировании впадины с помощью морфометрического анализа – построения гипсографической кривой, серий морфометрических карт и продольных профилей рек, пересекающих впадину. Основой для их построения служила общедоступная радарная цифровая модель (ЦМР) рельефа (SRTM-модель), полученная в ходе спутниковой радарной съёмки земного шара за исключением самых северных (более 60° с.ш.) и самых южных районов (более 54° ю.ш.), а также океанов [2].

На *гипсографической кривой* для впадины и ее ближайшего горного окружения выявлено три уровня рельефа: 1275–1850 м, 1850–2300 м и 2300–2950 м. Они отражают различные тенденции тектонических движений. Положительные морфоструктуры (своды, блоковые поднятия) образуют верхний уровень гипсографической кривой, а отрицательные (прогибы, впадины) – нижний уровень. Граница между положительными и отрицательными морфоструктурами (уровень регионального поднятия территории) располагается на высоте примерно 1800 м над уровнем океана.

Терехольская впадина имеет в плане сложную форму. Ее максимальная ширина в центральной части достигает 17.4 км, максимальная длина – 34.8 км. В пониженной юго-западной части впадины располагается современная озерная котловина, откуда вытекает река Салдам. В свою очередь, в днище впадины также выделяется три уровня. Первый из них – современное днище котловины озера Тере-Холь, урез воды которого находится на отметке 1299 м над уровнем моря. Второй уровень располагается на высотах от 1299 м до 1305 м и представляет собой слабонаклонную заозеренную поверхность дна впадины. Третий уровень на высотах от 1305 до 1360 м образован наклонными поверхностями аллювиального происхождения, которые выше 1365 м переходят в борта впадины. Так как дно Терехольской впадины располагается в пределах только нижнего уровня гипсографической кривой, то это может свидетельствовать о том, что оно лежит в пределах единого тектонического блока.

Скорость и интенсивность деформаций любой поверхности, прежде всего, определяются величиной ее уклона. Поэтому для реконструкции хода и оценки интенсивности процессов, формирующих рельеф, нами была построена карта углов наклона. Она показывает, что в днище и бортах горного обрамления Терехольской впадины преобладают склоны с активным массовым смещением материала – солифлюкцией (7–13°), далее следуют более пологие (3–7°) склоны, на которых преобладает дефлюкция. Менее распространены склоны блокового отседания с крутизной 13–20° и совсем редко встречаются очень пологие (до 3°) залесённые склоны, где массовые смещения материала малоинтенсивны.

Так как заложение речных долин, как правило, предопределяется тектоникой и они развиваются преимущественно вдоль разрывов, зон повышенной трещиноватости и осей грабен-синклиналей, при анализе продольных профилей рек мы опирались на понятие о нормальном профиле реки – профиле, который сформирован в условиях наибольшей для данного отрезка реки возможности компенсации эндогенных движений русловыми процессами [1].

Построение продольных профилей рек проводилось на основе данных о плановых и высотных отметках, полученных по топографическим картам и ЦМР. Всего построено девять продольных профилей рек, как впадающих в озеро (реки Хольюктуг, Бажыргана, Айыл, Оглагар, Кунгуртук и Муйылтук), так и транзитом проходящих через котловину (реки Балыктыг-Хем и ее притоки Сарыг-Эр и Эми). Для всех рек характерно уменьшение уклона от верховьев к низовьям, свидетельствующее о тектонических деформациях, компенсированных в низовьях аккумуляцией материала, которая происходит неравномерно. В связи с этим дно Терехольской впадины разделяется на два участка: возвышенный северо-восточный и относительно пониженный юго-западный. В пределах юго-западного участка располагается котловина оз. Тере-Холь, из которого вытекает только р. Салдам. Северо-восточный участок – область аккумуляции и транзита осадочного материала рек Балыктыг-Хем, Сарыг-Эр, Салдам и Эми (бассейн Малого Енисея). Граница двух участков соответствует геоморфологической границе между плоской озерно-аллювиальной равниной с термокарстовой обработкой и слабонаклонной пологоволнистой аллювиальной равниной. Единый тектонический блок днища котловины испытывает неравномерное погружение, величина которого неодинакова на различных участках за счет аккумуляции аллювиального и пролювиального материала.

Таким образом, морфометрическими исследованиями установлено, что Терехольская впадина представляет собой единый тектонический блок, который испытывает погружение, но за счет аккумуляции происходит перекомпенсация тектонического проседания. Аллювиальная аккумуляция вносит серьезный вклад в строение дна Терехольской впадины. Дно впадины состоит из возвышенного северо-восточного и относительно пониженного юго-западного участков.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 09-05-00351).

[1] Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965. 234 с.

[2] <http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>.

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В СЕВЕРНОМ БЕЛОМОРЬЕ

Н.И. Косевич

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, nkosevich@gmail.com*

Северное Беломорье, включающее в себя акваторию и побережья Кандалакшского и Мезенского заливов, – уникальная природная территория. Район наших исследований располагается в окрестностях Беломорской биологической станции МГУ им. Н.А. Перцова (ББС МГУ) на полуострове Киндо, разделяющем Ругозерскую и Кислую губы Кандалакшского залива. Эта часть побережья лежит на северной периферии Прибеломорской низменности, которая широкой полосой окаймляет Белое море с запада. Здесь преобладают низменные, местами заболоченные, равнины, осложнённые округлыми и овальными холмами с крутыми склонами и уплощенными вершинами, а также сельгами – линейно вытянутыми в плане возвышенностями, представляющими собой выходы скальных пород, с высотами около 100 м, разделёнными плоскодонными понижениями с болотами и озёрами. Одной из сельг является занимающая большую часть полуострова Киндо г. Ругозёрская высотой 103 м, сложенная архейскими гнейсами и амфиболитами. На её вершинной поверхности на нескольких высотных уровнях располагается ряд экзарационно-тектонических котловин, занятых озёрами глубиной 3–4 м (Верхнее, Водопроводное, Круглое и др.). Склоны г. Ругозёрской образованы сочетанием крутых скальных уступов тектонического происхождения и узких (до 50 м) ступеней. От

материка полуостров отделён заболоченной низменностью с Ершовскими озёрами. На плоских поверхностях озёра часто окаймлены болотами.

Изученность современного рельефообразования на данной территории очень слабая. Главной целью наших исследований стало выявление особенностей распространения экзогенных процессов с помощью серии морфометрических карт и полевых наблюдений 2007-2009 гг. На основе топографической карты 1980 г. на полуостров Киндо нами была получена цифровая модель рельефа (ЦМР). Растровая карта масштаба 1: 25 000 вначале была привязана к спроектированному (UTM36 WGS 84) космическому снимку Landsat ETM+ [3]. С использованием картографического пакета ArcGIS 9.3 созданы электронная карта и база данных «ББС».

Современные геоморфологические процессы – это процессы выветривания, денудации и аккумуляции, которые могут наблюдаться и измеряться различными методами в настоящее время или тип и интенсивность которых могут быть установлены по историческим материалам. Они не только могут происходить в настоящее время, но и могли происходить в недавнем (десятки, сотни, а в некоторых случаях и первые тысячи лет) геологическом прошлом [2].

Скорость и интенсивность процессов, изменяющих облик рельефа любой поверхности, определяются, прежде всего, её уклоном. Построенная нами карта углов наклона полуострова Киндо показывает, что в его пределах преобладают отлогие склоны (5–15°), на которых протекают процессы массового смещения (сползания) чехла обломочного материала, и очень отлогие (2–5°) залесённые склоны, где массовое смещение материала идёт с небольшой интенсивностью. На сравнительно немногочисленных склонах средней крутизны (15–35°) распространены процессы блокового отседания (блоки и рвы), особенно хорошо выраженные на восточной оконечности полуострова и южном склоне г. Ругозёрской.

Температурное и механическое выветривание протекает на полуострове Киндо в основном в пределах скальных выходов на вершинной поверхности и выпуклых крутых склонах г. Ругозёрской. Механическое выветривание с формированием мелкоглыбовых накоплений очень характерно также для сложенных гнейсами и амфиболитами берегов. Образующиеся благодаря интенсивному температурному выветриванию на субгоризонтальных поверхностях (0–2°) пески и гравийники гранатово-кварцевого состава накапливаются в «карманах», где их мощность достигает 5 см.

Из-за малой (около 0.15 км²) площади водосборов на полуострове Киндо отсутствуют крупные реки и ручьи. Эрозия ограничивается немногочисленными слабоврезанными руслами временных водотоков, промоинами вдоль троп и дорог, пологими задернованными и залесёнными ложбинами, часто заболоченными, которые спускаются к озёрным котловинам и к берегу.

Для выявления степени влияния экспозиции склонов на состав и интенсивность современных процессов нами была составлена карта экспозиции склонов. Характеристика экспозиции дает возможность учитывать влияние прямой солнечной радиации, которая также вносит свой вклад в развитие современных экзогенных процессов. Выделяются склоны теплых (южная, юго-восточная и юго-западная) и холодных (северная, северо-восточная и северо-западная) экспозиций. На первых делювиальные шлейфы достигают больших размеров за счёт более интенсивного плоскостного делювиального смыва. Также здесь шире распространена биогенная аккумуляция – накопление торфа и кочкообразование. Для поверхностей и склонов холодных экспозиций более характерны процессы массового смещения материала и фитогенной денудации, т.е. прямое рельефообразующее воздействие растений на поверхность [1]. Следы интенсивной фитогенной денудации на полуострове Киндо встречаются повсеместно в виде ветровалов, разрывов корнями растений скальных пород и искорей, на обращённых к северу поверхностях искорей больше.

Морфометрический анализ, проведенный на полуострове Киндо впервые и заверенный полевыми наблюдениями, позволил выявить основные факторы и условия, определяющие распространение и интенсивность современных экзогенных процессов на прибрежных равнинах Северного Беломорья. С помощью составленной серии морфометрических карт можно прогнозировать их развитие в любой точке и, следовательно, реконструировать и другие характеристики ландшафтов.

- [1] Динамическая геоморфология: Учебное пособие / Под ред. Г.С. Ананьева, Ю.Г. Симонова, А.И. Спиридонова. М.: Изд-во МГУ, 1992. 448 с.
- [2] Тимофеев Д.А., Уфимцев Г.Ф., Онухов Ф.С. Терминология общей геоморфологии. М.: Наука, 1977. 87 с.
- [3] <http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ АСИММЕТРИЯ СКЛОНОВ РЕЧНЫХ ДОЛИН ЕВРАЗИИ

А.А. Куржанова

*Казанский государственный университет,
Казань, akurjan@mail.ru*

В климатической асимметрии склонов речных долин выделяются два типа: северный («холодный») и южный («теплый»).

В отличие от «холодного» типа, «теплый», или южный, тип плейстоценовой асимметрии речных долин представлен более широко. Он развит от Южной Англии до р. Енисея. Хорошо известна реликтовая асимметрия этого типа в Канско-Ачинском районе, на Вольно-Подольи, Средне-Русской возвышенности, в Тургае.

Анализ имеющихся данных по Восточной Сибири, по Дальнему Востоку позволяет сделать предположение, что и в этих регионах климатическая асимметрия является реликтовой. Здесь на склонах имеются толщи поздне-, а местами и среднеплейстоценовых делювиальных и солифлюкционных образований.

В Восточной Сибири реликтовая асимметрия склонов речных долин смыкается с современной. В южных районах Восточной Сибири в зоне прерывистой мерзлоты наблюдается асимметрия с крутыми склонами, обращенными на юг, – южный тип. В Якутии, наоборот, более крутой склон обращен на север – северный тип асимметрии. Объясняется это явление тем, что на лучше прогреваемых склонах глубина сезонного протаивания и интенсивность оплывания значительно больше, поэтому оползающие массы с «солнцепечного» склона оттесняют русло реки к противоположному, подмывая его, и образуют крутой обрыв. В южной зоне из-за медленного протаивания на склоне северной экспозиции наблюдаются более активные склоновые процессы, отжимающие русло в противоположную сторону. Здесь же в меридиональных долинах пологими будут склоны восточной экспозиции утреннего освещения, так как они более увлажнены.

С.С. Воскресенский [1] указывает на то, что на севере Сибири повсеместно многолетняя мерзлота имеет достаточно низкую температуру (-10° , -15°), но все же на склонах южной экспозиции протаивание происходит более интенсивно. По его данным, в бассейне Оленека, Нижней Лены, Вилюя, нижнего течения Алдана, верхнего течения Колымы и Индигирки склоны северной экспозиции протаивают от 0.3 до 0.8 м, тогда как склоны, ориентированные на юг, протаивают от 0.5 до 1.5 м. Склоны южной экспозиции более подвержены солифлюкционным процессам и быстрее выколаживаются, чем склоны, обращенные на север. Южный тип асимметрии С.С. Воскресенский объясняет наибольшей интенсивностью плоскостного смыва на склонах северной и восточной экспозиции, как наиболее увлажненных из-за большего накопления на них снежного покрова. Противоположные склоны, как более сухие, смыву были подвержены в значительно меньшей степени, что предопределило сохранение их крутизны, а следовательно, и асимметрию склонов в целом.

Исследователи Северо-Восточной Сибири, говоря о северном типе асимметрии, указывают на то, что мощность деятельного слоя на склонах, экспонированных на юг, в 2 – 3 раза больше, чем на противоположных, где она достигает всего лишь 10 – 20 см. Поэтому со склонов южной экспозиции увеличивается интенсивность делювиально-солифлюкционного

сноса грунта, значительные массы которого, поступая в русло, оттесняют его к противоположному склону, способствуя тем самым подмыву его руслом и формированию крутого уступа. Лучше обогреваемый склон является пологим и длинным, а противоположный, теневой, – более коротким и крутым.

Анализ имеющихся данных позволил в Западной Европе и в Восточной Сибири выделить два типа асимметрии: северный и южный, или холодный и теплый. Типы обусловлены приходом солнечной радиации и характерны для широтно ориентированных долин.

По экспозиции крутого склона в меридиональных долинах можно выделить варианты асимметрии. Существование вариантов обусловлено уже не только радиацией, но и направлением приноса осадков [2]. Хорошо увлажненные склоны развиваются быстрее и становятся пологими.

Для всего северного полушария выделяются два источника влаги – Атлантический и Тихий океаны. Это позволяет уточнить модификации асимметрии меридионально ориентированных долин. Асимметрию таких долин более верно будет называть атлантической и тихоокеанской.

Господство в Евразии западного переноса воздушных масс обуславливает территориальное преобладание атлантического варианта.

Таким образом, для выработки асимметричного профиля склонов широтно ориентированных долин ведущее значение имеет инсоляция. Для меридионально направленных долин приоритет принадлежит увлажнению склонового материала.

[1] Воскресенский С.С. Асимметрия склонов речных долин на территории европейской части СССР // Вопросы географии. 1947. С. 107–114.

[2] Куржанова А.А., Бутаков Г.П. Общие закономерности климатической асимметрии склонов речных долин // Комплексные географические исследования Северного Кавказа и Поволжья. Грозный: ЧИГУ, 1988. С. 87–93.

РЕЛЬЕФ ЮЖНОЙ АФРИКИ: ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Е.В. Лебедева

*Институт географии РАН,
Москва, Ekaterina.Lebedeva@gmail.com*

В рельефе Южной Африки доминируют возвышенные равнины с участками низко- и среднегорий. Для региона типична хорошая сохранность разновозрастных поверхностей выравнивания (ПВ), что связано с древностью как всей Африкано-Аравийской платформы, так и ее южной части – Капско-Аравийского щита, а также с отсутствием здесь молодой складчатости и высокоамплитудных мелкоблоковых тектонических деформаций. С середины палеозоя исследуемая территория оставалась на большей своей части сушей и на ней преобладали интенсивная денудация и выравнивание: в результате осадочные породы чехла были снесены и поверхность щита приобрела равнинный облик [4]. При этом, однако, территория Южной Африки не была статичной: в периоды тектонической активизации, разделявшие этапы планации, она неоднократно испытывала деформации, которые, в частности, сопровождали раскол Гондваны и формирование Восточно-Африканского рифта. В постюрский период в результате перекоса континента с общим понижением с юга на север [1, 2, 6] произошло поднятие его центральных секций и наклон краевых участков к побережью с образованием Большого уступа.

Периоды тектонической активизации сопровождались врезанием речных долин и расчленением территории. Для периферийных участков горных массивов (например, Драконовых гор и др.) характерна прекрасно выраженная ярусность рельефа, обусловленная близким соседством разновозрастных и разновысотных поверхностей выравнивания. Формирование подобного рельефа связано с периодическим чередованием на протяжении MZ-KZ этапов тектонической активизации и расчленения и тектонического покоя и выравнивания по периферии поднятий. Дряхлый облик водоразделов контрастирует здесь с молодыми врезами. Эрозионные процессы наиболее активно идут по окраинам поднятий и близ уступов, разделяющих разновозрастные ПВ.

Последовательность денудационных циклов, под воздействием которых произошло формирование общего облика рельефа Южной Африки, впервые была описана в работах Ф. Дикси, который на основании анализа ископаемых останков в толщах коррелятивных отложений определил и возраст основных этапов планации [5]. Однако в результате тектонических движений фрагменты одновозрастных поверхностей выравнивания оказались разнесены по вертикали на многие сотни метров, что затруднило их сопоставление и анализ площадного распространения.

В работах Л. Кинга [2, 6, 7] описывается пять наиболее широко развитых *экспонированных* поверхностей выравнивания Южной Африки, фрагменты которых сохранились на различных высотных уровнях: гондванская (юра), постгондванская (ранний и средний мел), африканская (поздний мел – эоцен), постафриканская (неоген) и современная (четвертичная), причем для каждой из них характерны свои морфологические особенности. Наряду с перечисленными ПВ в работах исследователей имеется описание и более древних *ископаемых* выровненных поверхностей, вскрытых (откопанных) на отдельных участках. Как правило, это также фланги разновозрастных поднятий, где в результате развития эрозионных процессов произошло либо значительное врезание речных долин, либо интенсивное эрозионное расчленение с формированием густой сети водотоков.

Так, на левобережье р. Оранжевой в ее нижнем течении вскрыта пологоволнистая поверхность, представляющая собой отпрепарированные складки докембрийских метаморфизованных известняков и доломитов, – рельеф до-Нама [6]. Более масштабно фрагменты этой структурной выровненной поверхности выходят из-под песков в южной части пустыни Намиб. В результате плиоцен-плейстоценового поднятия Большого уступа в бассейне р. Куйсеб (в периферической части гор Науклюфт) была вскрыта поверхность выравнивания, сформированная на наклонно залегающих породах протерозоя (600–650 млн лет), сейчас она расчленена густой сетью временных водотоков фактически до состояния бедленда [3]. В среднем течении р. Оранжевой описан откопанный рельеф *позднекарбоновой ПВ*, перекрытой верхнекарбонowymi ледниковыми осадками – тиллитами Двика [2]. Эта так называемая «докарусская поверхность» наблюдается и в бортах каньона Фишривер [3]. Триасовая ПВ оказалась погребена под осадками серии Стормберг (в том числе базальтами), но на многих участках в результате позднекайнозойской денудации она также была откопана.

В *юре* выравнивание происходило почти на всей территории Гондваны. В современном ландшафте Южной Африки эта ПВ представлена преимущественно плосковершинными поверхностями самых высоких участков континентального водораздела. После распада Гондваны в *раннем – среднем мелу* появились новые базисы эрозии и юрская ПВ стала активно расчленяться, формировались придолинные педименты постгондванской ПВ. В *позднем мелу – эоцене* почти весь юг африканского континента был превращен в чрезвычайно плоскую денудационную равнину – африканскую ПВ, фрагменты которой хорошо сохранились в современном рельефе и создают незабываемую бескрайнюю перспективу возвышенных равнин Южной Африки. В *конце плиоцена – начале плейстоцена* происходило дальнейшее поднятие территории с формированием современного рельефа средне- и низкогорных плато. В результате роста Большого уступа многие участки древних ПВ были подняты и деформированы, нередко они приобрели вид моноклиналей. Реки периферийных частей континента углубились, сформировав глубокие каньоны. Активная денудация по окраинам горных массивов обусловила формирование четвертичной ПВ [7].

В пределах наиболее обширных участков ПВ в настоящее время продолжается выравнивание и разрушение останцовых массивов под воздействием активного физического и химического выветривания, десквамации, корразии, гравитационных процессов и дефляции.

Наиболее возвышенные фрагменты (более 3000 м н.у.м.) юрской поверхности в пределах Драконовых гор подвержены процессам нивации. Необходимо подчеркнуть специфику влияния климатического фактора на морфогенез региона. В настоящее время на территории в целом преобладает аридный и семиаридный климат, однако существенное изменение влажности – как по сезонам, так и на протяжении кайнозоя – приводило и приводит здесь к смене ведущих геоморфологических процессов. Так, во время периодов повышенной водности на территории доминируют флювиальные процессы, под воздействием которых происходит активное преобразование и разрушение фрагментов ПВ, перестройка речной сети, изменяется положение ряда водоразделов. На аккумулятивных участках ПВ в засушливых условиях преобладают эоловые процессы, а при повышенной обводненности – болотообразование.

- [1] Ананьев Г.С., Бредихин А.В. Геоморфология материков. М.: КДУ, 2008. 348 с.
- [2] Кинг Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
- [3] Лебедева Е.В. О некоторых формах флювиального рельефа Южной Африки и специфике их развития в условиях изменения природных обстановок // Геоморфология. 2010 (в печати).
- [4] Махачек Ф. Рельеф Земли. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1961. 703 с.
- [5] Dixey F. Some observations on the physiographical development of Central and Southern Africa // Tr. Geol. Soc. S. Afr. 1938. V. 41. P.113–170.
- [6] King L.C. South African Scenery. Edinburgh and London: Oliver&Boyd, 1963. 308 p.
- [7] King L.C. The Natal Monocline: explaining the origin and scenery of Natal, South Africa. Second Revised Edition. Pietermaritzburg: University of Natal Press, 1982. 134 p.

КОММЕНТАРИИ К НЕРЕШЕННЫМ ПРОБЛЕМАМ КАЙНОЗОЯ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Д.В. Лопатин

*Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, lopatin12@yandex.ru*

Землепроходцами, географами-первооткрывателями, учёными в области наук о Земле, жившими и работавшими в Иркутске, были сформулированы большинство основополагающих идей геоморфологии и палеогеографии. Здесь раскрылись таланты И.Д. Черского, И.А. Лопатина, Н.М. Пржевальского, П.А. Кропоткина, А.Л. Чекановского, А.В. Львова, В.А. Обручева, М.М. Тетяева, В.В. Белоусова, И.Д. Мушкетова, Н.А. Флоренсова, М.М. Одинцова, В.П. Солоненко и мн. др. Отсюда отправлялись Великие академические экспедиции XVII в. и совершались походы к Арктическим морям, на Чукотку, в Русскую Америку, на Дальний Восток, в Монголию, Китай, Японию и Тибет. Во второй половине XX в. здесь сформировалось 11 школ, охвативших все направления геоморфологии, инженерной геологии, палеогеографии, новейшей тектоники и геодинамики кайнозоя. Эти успехи объясняются геополитической ситуацией в Российской империи XVIII–XIX столетий и центральным положением города Иркутска в период природоресурсной экспансии Советского союза в XX столетии. Многие фундаментальные проблемы уже решены, но остались и нерешённые. К ним относятся теория прогрессирующего растяжения земной коры и его временной последовательности образования Байкальской горной области, проблема возраста Байкала, генезиса песчаных толщ и связанная с ней проблема трансгрессии байкальских вод. Остановимся лишь на некоторых из них.

Важнейшей нерешённой проблемой является концепция прогрессирующего растяжения земной коры, якобы имеющего место при образовании впадин байкальского типа. Аргументация в подтверждение этого процесса основана на анализе механизмов в очагах землетрясений. Сами по себе растягивающие напряжения, по-видимому, существуют, но к реальному прогрессирующему растяжению фундамента впадин не приводят. В отдельных

случаях ширина впадин может увеличиваться за счет механизма опускания тектонических ступеней на их бортах, но только не за счет раздвижения тектонических плит или блоков. При таком механизме образуется свободное пространство, которое должно замещаться инъекционными базальтоидными магматическими формациями. Во впадинах (кроме Хубсугульской и Тункинской) их нет. Но в то же время внутри депрессий вместо базальтов часто фиксируются структурные перемычки, сложенные кристаллическими породами фундамента, выведенными на поверхность, или древними породами основания чехольных комплексов. Всё это не говорит в пользу тотального растяжения. Об этом же свидетельствуют и особенности строения осадочной линзы Байкала. По данным сейсмоакустического профилирования (НСП) залегание донных слоёв практически горизонтальное и очень спокойное. Разрывные нарушения достаточно редки и малоамплитудны. Не фиксируются структуры горизонтальных срывов, будинажа, замещения и выпадения горизонтов. При раздвижении впадин в ходе рифтогенеза мощности осадков в центре котловины должны быть минимальны, а в краевых, прибортовых, частях максимальны (как, например, в Красном море). В Байкальской впадине мощность осадочного слоя примерно одинакова или увеличивается в осевой зоне прогиба. Кроме того, если принять скорость раздвига в современных рифтах за 10 мм в год, то за 32 млн лет своего существования борта Байкальской впадины должны были бы раздвинуться на 320 км. В последнее время для доказательства этого используются материалы GPS-геодезии. Но эти данные, к сожалению, не могут считаться надежными, поскольку мы имеем дело с очень коротким периодом наблюдений. Точность же определения координат составляет первые метры, а результаты смещения реперных точек оцениваются в миллиметрах.

Другой важной нерешённой проблемой является **временная последовательность в прогибании впадин и сопряженных с ними поднятий горных хребтов**. Первоначально большинство исследователей считали, что после мел-палеогенового выравнивания в конце палеогена – начале неогена в Прибайкалье возникло сводовое поднятие с абсолютными отметками до 2000–2500 м, после чего произошло обрушение его осевой части с образованием цепи впадин. Ещё в 1966 г. Ю.А. Зорин аргументированно показал, что обрушение свода с подобной амплитудой и радиусом кривизны не может быть более 0.7 км, так как объем впадины во много раз превышает объем того пространства, которое могло освободиться в земной коре при росте свода. Поэтому вполне очевидно, что процесс погружения фундамента впадин на колоссальную глубину в 8–10 км ниже уровня моря первичен, а сопряжённые поднятия их обрамления компенсационной изостатической природы вторичны (или одновременны). Одним из возможных объяснений этого явления может быть процесс всасывания вещества нисходящим конвекционным течением. Несмотря на приводимые Ю.А. Зориным корректные, обоснованные, вполне простые и доходчивые, а главное, никем не опровергнутые доказательства, они не принимаются во внимание. В то же время механизм ультраглубокого погружения фундамента до сих пор не находит приемлемого объяснения и в геодинамической модели специально не рассматривается.

Проблема возраста Байкала тоже пока не разрешена. Широко распространено достаточно примитивное представление о том, что Байкал является чуть ли не самым древним озером на планете и существует в современном или близком к нему виде уже более 32 млн лет. Нами и ранее делались попытки довести до широкого читателя мысль о том, что следует различать возраст Байкальской впадины и возраст экосистемы глубоководного озера, располагающегося в ней. Возраст впадины действительно является олигоценным, а возможно и более древним. Но глубоководного озера тогда не существовало, а днище депрессии занимали мелководные озёра и болота. В истории впадины Байкала были этапы субэарального развития, когда она полностью компенсировалась осадками и являлась суходольной. Сколько было подобных этапов – сказать пока трудно, поскольку до сих пор неизвестна доля озёрных глин в осадочной линзе впадины и пока не доказан их глубоководный генезис. Последним субэаральным этапом был манзурский, когда впадину пересекали древние транзитные реки Пра-Селенга, её продолжение Пра-Манзурка и др. Глубоководное озеро могло возникнуть только после завершения накопления манзурского аллювия, не ранее 78 тыс. лет назад, перед накоплением песчаной толщи – не позднее 65 тыс. лет назад. По какой-то непонятной причине эти цифры вызывают удивление и неприятие ряда известных исследователей, хотя они достаточно аргументированно обоснованы. Создаётся впечатление, что никто не знает о том, что целый ряд известных ученых достаточно убедительно обосновывали молодость Байкала:

В.В. Белоусов – концом палеолита, Е.В. Павловский – поздним плейстоценом, В.С. Аносов – границей раннего и среднего плейстоцена, Н.А. Флоренсов – плейстоценом, В.Д. Мац, В.И. Галкин, И.Б. Мезандронцев, Г.С. Голдырев, Д.В. Лопатин, Б.В. Томилов – поздним неоплейстоценом. Важнейшими аргументами существования манзурского субаэрального этапа и функционирования древней гидросети являются следующие: а) повышенные мощности древнего аллювия до 100–130 м и его констративный тип осадконакопления в истоках якобы вытекавших из Байкала палеорек; б) невозможность существования нескольких речных истоков из одного озера; в) высокая степень окатанности и экзотический состав обломочного материала манзурского аллювия, не соответствующий петрографической провинции Западного Прибайкалья.

МЕЛКОСОПОЧНИК ПРИОЛЬХОНЬЯ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Д.В. Лопатин¹, Т.М. Сквитина², О.В. Бобровская¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург,
lopatin12@yandex.ru, olesya-bobrovskaya@yandex.ru

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, skovit@crust.irk.ru

Мелкосопочные геоморфологические ландшафты возникают обычно на поверхности пенеплена, вступающего в начальную стадию тектонической активизации, в условиях сухостепного, полупустынного или пустынного климата. Характерными примерами таких ландшафтов являются мелкосопочник казахского активизированного пенеплена, гобийский рельеф Монголии, бедленды Северной Америки. Мелкосопочники всегда ассоциируются с безводной сухой внутриконтинентальной геоморфологической провинцией. И особенно необычно поэтому видеть опаленный солнцем и «промытый» суховеями рельеф на берегах и островах Байкала. Но природа Байкальской впадины чрезвычайно разнообразна. На ее берегах соседствуют различные природные комплексы – от влажных южно-таежных ландшафтов танхойского берега (юго-восточное побережье Байкала) до сухих степей Западного Прибайкалья в Приольхонье и на острове Ольхон. Именно здесь возникли условия для образования мелкосопочных геоморфологических ландшафтов трех морфогенетических типов: *водораздельного, склонового и приречного, или эрозионного.*

Мелкосопочные ландшафты Западного Прибайкалья охватывают южную часть и северо-западный склон поверхности о. Ольхон, западное побережье Приморского хребта и острова залива Малое Море, Тажеранские степи, Анга-Сарминское и Озерско-Анга-Бугульдейское междуречья Приольхонья. Необходимым условием малоамплитудного резко дифференцированного денудационного рельефа является стабилизированное положение блока в кайнозое, развитие здесь нескольких ступеней, фиксированных разновозрастными поверхностями выравнивания [1], наличие хорошо обнаженных пород фундамента раннепалеозойского возраста [2] с разными физическими и химическими свойствами – аридный климат.

Водораздельный мелкосопочник встречается фрагментарно на поверхностях выравнивания и представляет собой скопление мелких сопки с одним общим уровнем своих вершин, некогда представлявшим верхнюю поверхность выравнивания, 720–800 м абс. выс. Сопки имеют причудливые очертания и напоминают руины разрушенных замков, крепостных стен. Его так и называют – «руинный рельеф», относительные высоты 10–15 м. Склоны «башен» прямые, а у основания слегка вогнутые. Там, где смыкаются шлейфы подножий, образуется западинный рельеф. Между останцами довольно часто можно наблюдать бессточные понижения за счет совокупного воздействия карста, аккумуляции и дефляции.

На активность дефляции как важного фактора выноса мелкозема указывают отрицательные формы рельефа на бескарбонатных породах, почвенные выдувы, отсутствие

мелкозема в малых бессточных коллекторах. В местах расположения единичных останцов часто наблюдаются выровненные слабонаклонные пьедестальные поверхности, обращенные друг к другу. Это несомненное доказательство того, что мы имеем дело с формирующимися педиментами.

На педиментах, в их нижних частях, в погребенном виде встречаются корневые части глинистых кор выветривания (0.3–1.2 м), по поверхности которых происходит достаточно интенсивный делювиальный перенос дресвяно-щебенчатого материала. В местах схождения педиментов, в нижней точке рельефа, плоскостной снос трансформируется в линейный, и именно здесь коры выветривания отсутствуют, а на поверхность выступают щетки коренных пород.

Но не исключено, что во время эпохи корообразования мощность их была много больше. Об этом свидетельствуют их аллитный состав и повышенные мощности, вскрываемые, например, в разрезе мыса Будун на острове Ольхон. Подкоровый рельеф коренных пород намного сложнее его дневной поверхности. В процессе палеогеографической эволюции ландшафтов Западного Прибайкалья на протяжении позднего кайнозоя в условиях проявления новейших движений и изменений климата в активную фазу формирования Байкальской впадины естественные условия корообразования были нарушены и поверхности выравнивания начали эродироваться. Вынос рыхлого материала стал преобладать над корообразованием. Изменился прежний склоновый баланс в сторону активизации боковой денудации. Ввиду аридизации климата преобладающими агентами денудации стали плоскостной перенос и дефляция. В первую очередь разрушению подверглись разрыхленные горные породы. Все более отчетливо стал выступать расчлененный подкоровый рельеф, который начал нивелироваться боковой денудационной планацией, в результате чего мы видим современный руинный рельеф на месте водораздельных поверхностей выравнивания верхнего уровня.

Процесс такого разрушения первичного выровненного рельефа мел-палеогенового возраста продолжался длительное время. Выступающие руинные останцы разрушались и нивелировались, образуя педименты. По мере общего снижения поверхности и приближения к «фундаменту» кор выветривания обнажались все новые и новые неровности крепких к химическому выветриванию пород, расположенных на более низком гипсометрическом уровне. Поверхность, практически не меняя своего морфологического облика, продолжала прогрессивно снижаться параллельно самой себе.

Таким образом, мелкосопочник водоразделов, выраженный в виде руинного рельефа, возник в результате обнажения подкорового рельефа и его срезания вследствие боковой денудации и дефляции. В настоящее же время мы видим баланс разрушения, переноса и выноса мелкозема, что стимулирует консервацию первозданного облика рельефа. Видимо, и далее такой рельеф будет сохраняться до тех пор, пока не будут вынесены все коры выветривания. Областями распространения мелкосопочника водоразделов является Озерский морфологический ландшафт в верховьях долин Крестовской и Широкой байкальского водосбора, а также места локализации водораздельного денудационного уровня [1].

Мелкосопочник склонов. Впервые такой тип морфологического ландшафта исследовался Г.Е. Быковым в 1932 г. [3], который именовал его *приречным мелкосопочником*. З.А. Сваричевской в 1965 г. был предложен другой термин – «*мелкосопочник склонов*», наиболее полно определяющий эрозионно-денудационную природу этого типа рельефа [4]. Тем самым подчеркивалась связь мелкосопочника не только со склонами долин, но и вообще со склонами любого происхождения. Под мелкосопочником склонов в самом общем виде надо понимать мелкосопочный рельеф, возникший вследствие эрозионного расчленения какого-либо склона системой ветвящихся логов с делювиально-пролювиальным механизмом функционирования. Но как бы резко сопки не были выражены в рельефе, высота их должна быть всегда ниже или равна расчлененной поверхности среднего уровня денудационного выравнивания (педиплена). Мелкие лога, создающие мелкосопочник склонов, круто падают к основным магистральным логам и имеют малую область питания. Они регрессивно развиваются, разрушая выровненные поверхности междуречья. В Приольхонье участки таких мелкосопочников развиты на склонах antecedentных долин рек Бугульдейки, Анги, Сармы и на склонах северной экспозиции острова Ольхон.

Неповторимое своеобразие Ольхон-Приольхонского мелкосопочника склонов заключается в заложении магистральных логов вдоль простирающихся чередующихся горных

пород с разной степенью устойчивости к денудации, а их «приточных» малых логов – поперек. В результате морфологический облик мелкосопочного ландшафта становится продольно-ячеистым, с амплитудой не более 30–40 м.

Мелкосопочники прислонены к крупным останцовым сопкам, представленным формами препарировки интрузивных массивов. Поэтому такие массивы имеют кольцевой линеamentный рисунок на плановых фотоизображениях. Для мелкосопочников склонов не характерен руинный рельеф, хотя в отдельных случаях, когда контакты материнских горных пород различны, такой рельеф можно наблюдать даже на крутых эрозионных склонах.

Эрозионный мелкосопочник. Рассмотрение этого типа рельефа не связано с целью узаконить это понятие. Необходимость в этом возникла лишь для обращения внимания на тот факт, что подобные ландшафты могут возникать не только в процессе отступления склона параллельно самому себе или экспонирования подкорового рельефа, стимулируемых понижением базиса эрозии, но и на крутых склонах, обусловленных действием глубинной и боковой эрозии. Он не образует в описываемом регионе господствующего распространения и обозначает начальную стадию образования мелкосопочника склонов. Видимо, неспроста Г.Е. Быковым был дан термин «приречный мелкосопочник».

Область распространения такого мелкосопочника совпадает с контурами разломной зоны Маломорско-Бугульдейского грабена. Он локализуется в долинах рек Кучелга, Горхон, Мал. Бугульдейка, в районе поселков Еланцы и Петрово. Первоначально, по-видимому, в пределах его распространения была выровненная слабоволнистая поверхность с отдельными выступающими над ней массивами. После незначительного изменения базиса эрозии эта поверхность подверглась эрозионному расчленению. В результате двух-трехпорядкового расчленения она приобрела вид призматических грядово-останцовых форм, разделенных долинами рек и суходолов преимущественно ящикообразной формы с крутыми, иногда с отвесными бортами и широкими заболоченными днищами с превышениями рельефа порядка 50–70 м. Вершины сопки носят черты выровненных поверхностей древнего рельефа. Так, например, на плоской поверхности, расположенной над поселком Еланцы, сохранились останцы аллювиальных покровов манзурской трансбайкальской гидросети, разрушенной новейшими движениями неоплейстоцен-голоценового импульса горообразования деструктивного необайкальского орогенеза [5].

Таким образом, мелкосопочник водоразделов формируется за счет процессов откапывания неровностей рельефа, обнажающегося после смыва кор выветривания на поверхностях выравнивания. *Мелкосопочник склонов* развивается по известной схеме педиментообразования, описанной в литературе, *мелкосопочник приречных пространств* – за счет водной эрозии в условиях незначительного изменения базиса эрозии.

[1] Лопатин Д.В., Томилов Б.В. Возраст Байкала // Вестник СПбГУ. 2004. № 1. Вып. 7. С. 58–65.

[2] Бибикина Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.

[3] Быков Г.Е. Формы рельефа Атбасарского района (Казахстан) // Изв. ГГО. 1932. Т. 64, № 1. С. 64–72.

[4] Сваричевская З.А. Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Л.: ЛГУ, 1965. 296 с.

[5] Лопатин Д.В., Сквитина Т.М. Ярусное строение рельефа Приольхонья и о. Ольхон в геоморфологической структуре Западного Прибайкалья // Геоморфология. 2008. № 4. С. 83–91.

ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

Ю.И. Лоскутов

ФГУП «СНИИГТумС», Новосибирск, loskutov@sniiggims.ru

Изучение рельефа Западной Якутии проводилось по заданию АК «АЛРОСА» в связи с поисками алмазов. Были составлены Геоморфологическая карта Лено-Оленёк-Мархинского междуречья масштаба 1:500 000 и палеогеоморфологические карты на эоплейстоценовое, ранне-, средне- и позднеоплейстоценовое время в том же масштабе. В тектоническом отношении территория исследований находится на стыке Вилуйской синеклизы и юго-восточного склона Анабарской антеклизы.

Всего было закартировано шесть денудационных поверхностей выравнивания (ПВ). Самые высокие денудационные уровни рельефа наблюдаются на западе площади в пределах Лено-Оленёкского плато. Это *дабаанская* ПВ, состоящая из трех ступеней – абс. выс. 480–560, 580–620 и 640–680 м. Возраст дабаанской ПВ определён как T_2-J_1 на основании того, что самые молодые породы, в которых она выработана, – нижнетриасовые долериты, а также по соотношению с нижележащей *мархинской* ПВ (J_2-K_1), состоящей из двух уровней абс. выс. 420–440 и 440–500 м. Нижнемархинская ПВ местами является «откопанной»: в единственном месте на листе Q-49-XXX в районе озёр Мархара-Багун-Кюелэ (левый берег р. Моркока-Мархарата, на водоразделе между её левыми притоками Элэмэс и безымянным) на ровной поверхности на абс. выс. 420 м сохранилось «пятно» нижнеюрских (плинсбах) прибрежно-морских отложений мощностью около 5 м. Море заходило, по-видимому, по заливу вдоль левого берега р. Моркока-Мархарата до меридиана 113°, по берегам его на севере и юге были развиты верхнемархинская и дабаанская ПВ. Самые молодые породы, «срезаемые» мархинской ПВ, это нижнетриасовые долериты и нижнеюрские отложения. Таким образом, ранний предел формирования мархинских уровней можно определить как послераннеюрский. Поздний же возрастной рубеж определяется врезанием в нижнемархинскую ПВ нижележащей раннемеловой *бэкэ-мунской* ПВ, абс. выс. которой изменяются от 300 до 420 м. Бэкэ-мунская ПВ является «откопанной» в послераннеюрское время. А поскольку нижележащая лено-оленёкская ПВ датирована нами как позднемеловая, то основное выравнивание и формирование этого уровня завершилось, следовательно, в эпоху раннемелового корообразования (в апт–альбе). *Лено-оленёкская* позднемеловая денудационная ПВ является наиболее распространённой – она занимает обширные водораздельные пространства абс. выс. 240–360 м в центральной части территории. Лено-оленёкская ПВ в результате комплексной денудации выработана в породах различного возраста, самые молодые из них это нижнеюрские (плинсбах, тоар) прибрежно-морские и морские отложения. За пределами изучаемой площади на северном окончании кряжа Чекановского лено-оленёкская ПВ срезает сеноманские континентальные угленосные отложения менгюряхской свиты. Таким образом, формирование этого уровня началось в постсеноманское время, а так как эбеляхская ПВ, врезанная в лено-оленёкский уровень, начала формироваться в кампан-маастрихтское время, то возраст лено-оленёкской ПВ можно уверенно датировать поздним мелом (турон–коньяк).

Эбеляхская ПВ (абс. выс. 160–260 м) выработана в палеозойских и юрских отложениях, самые молодые из последних, срезаемые ею, это верхнеюрские осадки. В пределах эбеляхской ПВ в прибортовых частях долин современных рек и на водоразделах сохранились единичные фрагменты озёрно-аллювиальной равнины мелового (апт–альб – сеноман) возраста на листах R-50-XXI, XXII. Следовательно, ПВ начала формироваться в постсеноманское время. На правом берегу р. Накын и в верховьях р. Тюкян зафиксированы выходы на дневную поверхность палеогеновых отложений, установленных в 1959 г. М.И. Плотниковой. Эти образования находятся на эбеляхской ПВ и слагают холмы высотой до 15 м, окаймлённые на юге горизонтально 260 м (максимальная отметка 272 м), а на севере – 230 м. Палеогеновые отложения представлены аллювием (мощностью от 1 до 10–15 м), залегающим с размывом на юрских отложениях и перекрытым четвертичными покровными суглинками. Возраст характеризуемых осадков по спорово-пыльцевым комплексам определён как дат-палеоценовый [1]. Кроме того, отмечают указанные авторы, в поверхность, сложенную дат-палеоценовыми

осадками, врезаны реликтовые олигоценовые равнины. Так как эбеляхская ПВ «вырезана» из дат-палеоценовых отложений (а дат сейчас включён в палеоген), то нижний (ранний) предел формирования эбеляхской ПВ можно определить как палеогеновый (олигоценовый). О прекращении выработки эбеляхской ПВ свидетельствует образование врезанной в неё нижележащей придолинной куонамской денудационной ПВ плиоцен-раннеэоплейстоценового возраста. Таким образом, возраст эбеляхской ПВ можно считать олигоцен-миоценовым.

Эбеляхская ПВ прослеживается на север вплоть до берегов Северного Ледовитого океана. Начало её формирования здесь мы, на основе фактического материала, определили концом позднего мела (кампан-маастрихт). Таким образом, нижний предел ее возраста является скользящим, поэтому возраст эбеляхской ПВ охватывается следующими возрастными индексами: $[K_2 (P_3) - N_1]$.

Куонамская ПВ (абс. выс. 120–200 м) распространена главным образом в прибортовых частях долины левого берега Лены и слагает междуречья нижних течений рек Тюнг, Тюкян, Чилли, Коноочан. Куонамская ПВ «срезает» отложения различного возраста, самые молодые из которых верхнемеловые и плиоценовые. Ее возраст мы определяем как N_2^3 - E_1 на том основании, что в бассейне р. Лены на ее левом берегу между устьями рек Муна и Молодо в эту поверхность «врезана» черендейская надпойменная терраса (E_1^2), а в пределах самой куонамской ПВ есть размытые остатки табагинских галечников (N_2^2). В куонамскую ПВ «врезана» раннеэоплейстоценовая *сюнгоденская* ПВ (абс. выс. 80–160 м), в которую, в свою очередь, «врезана» черендейская (E_1^2) эрозионно-аккумулятивная терраса. Эта ПВ является локальным уровнем, представляющим собой денудационное днище палео-Лены. ПВ выработана в терригенных юрских и меловых отложениях. Возраст этой ПВ определён на основании её геоморфологического соотношения с выше- и нижележащими уровнями.

На исследуемой площади закартированы также и аккумулятивные ПВ дат-эоценового, плиоценового, средне-позднеэоплейстоценового возраста и четвертичные преимущественно аккумулятивные надпойменные речные террасы: черендейская (E_1^2), тустахская (E_2^1 ts), пеледуйская (Q_1^1 pl), орунчанская (O_1^2 or) бестяхская (Q_{II}^1), четвёртая (Q_{II}^{3+4}), третья (Q_{III}^1), вторая (Q_{III}^3) и первая (Q_{III}^4 -H).

На основе анализа рельефа и геологического строения территории можно сделать следующие выводы. 1. На исследуемой площади преобладает денудационный рельеф (примерно 3/4) над аккумулятивным. Денудационный рельеф является чрезвычайно древним: по окраинам Анабарского щита сохранились участки мезозойских (от T_2 до K_1) ПВ. 2. Современная гидросеть региона расположена в долинах, отдельные фрагменты которых возникали в разное время: от мела до квартера. В целом же можно констатировать, что современные главные речные долинные системы имеют преимущественно дочетвертичное заложение и наиболее характерным свойством речной сети является унаследованность ее планового расположения.

[1] Кардопольцева О.И., Морева В.А., Плотникова М.И. и др. Новые данные о «водораздельных галечниках» междуречья Мархи и Тюнга // Материалы по геологии Сибири: сборник статей. Л.: ВСЕГЕИ, 1961. С. 117–133.

ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫЙ ГЕОМОРФОГЕНЕЗ В САРАТОВСКОМ ПОВОЛЖЬЕ

Г.И. Лотоцкий

*Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского,
Саратов, fvs01@rambler.ru*

Изучению особенностей рельефообразования прошлых геологических эпох в настоящее время уделяется большое внимание как в нашей стране, так и за рубежом. Особый интерес вызывают исследования плейстоценового перигляциального геоморфогенеза, под которым понимают результаты воздействия суровых климатических условий ледниковых эпох, благоприятствующих интенсивному выветриванию и образованию рыхлых отложений, препарировке склонов и склоновой аккумуляции, развитию криогенных процессов, формированию асимметрии склонов долин малых и средних рек, нивальных форм, эоловой деятельности и др. Данные явления получили широкое распространение на востоке Русской равнины и на территории Саратовского Поволжья.

В некоторых местах на поверхности водораздельных пространств, сложенных кремнистыми опоками, мергелями и реже песчаниками мела и палеогена, широко распространены щебневые россыпи, затрудняющие обработку почвы. Иногда они лежат под маломощным почвенным слоем. Отсутствует какая-либо сортировка, окатанность и ориентировка материала. В основном же на водоразделах широко развиты элювиальные, преимущественно желто-бурые, маломощные суглинки. Перигляциальная природа этих отложений, связанная с криогенным выветриванием, подтверждается повсеместным развитием в них криогенных текстур типа инволюций и щебневых фестонов.

Характерным продуктом перигляциального геоморфогенеза являются «каменные потоки», связанные с солифлюкционными и другими процессами в условиях расчлененного рельефа. Эти отложения выполняют древние эрозионные врезы на склонах Хвалынских гор между г. Хвалынском и с. Алексеевкой. «Каменные потоки» часто образуют здесь гряды, сложенные слабоокатанным крупнообломочным материалом, перемешанным с мелкоземом, встречаются плиты песчаника, обломки окремнелой древесины. Аналогичные образования встречаются в окрестностях сел Казанла, Золотое, Синенькие, Красный Текстильщик и в других районах. О перигляциальных условиях формирования данных отложений свидетельствуют многочисленные мелкие деформации в виде «плоских карманов», «чешуй», петлеобразных «заворотов», а также клиновидные и другие образования.

Холодный перигляциальный климат плейстоцена с чередованием влажных и сухих периодов способствовал интенсивному развитию делювиально-солифлюкционных процессов и накоплению в нижних частях склонов шлейфов суглинисто-щебневых отложений, рассматривавшихся до недавнего времени как делювий. Однако повсеместные находки в этих отложениях костных остатков мамонта и других обитателей перигляциальных зон, крайняя обедненность суглинков перегноем и остатками растений, их значительная известковистость и лессовидность – все это свидетельствует о формировании их в условиях холодного и преимущественно сухого перигляциального климата.

С особенностями развития склоновых, и в частности делювиально-солифлюкционных, процессов, интенсивность и характер которых зависели от разницы в инсоляции на склонах разной экспозиции, связано формирование классически выраженной инсоляционной асимметрии долин малых и средних рек Саратовского Поволжья. Асимметричные и мультимодальные поперечные профили многочисленных плейстоценовых балок также связаны с особенностями склоновых процессов в перигляциальных условиях данной территории.

Перигляциальные условия плейстоцена способствовали формированию различного рода мерзлотных деформаций преимущественно рыхлых отложений. Эти образования широко распространены в Саратовском Поволжье и связаны главным образом с перигляциальным аллювием, делювиально-солифлюкционными и элювиальными отложениями. Наиболее часто встречаются клинья – клиновидные внедрения одних отложений в другие; инволюции – беспорядочные нарушения первичной слоистости осадков; котлы кипения – плавное внедрение одного слоя в другой; щебневые фестоны – морозное выветривание и

вымораживание каменного материала; склоновые «косы» – изогнутые и смещенные вниз по склону отдельные более прочные прослои коренных слоистых пород; солифлюкционные текстуры – пластичные деформации в виде асимметричных или опрокинутых по падению склона складок и др. Они свидетельствуют о существовании в прошлом многолетней или значительной мощности сезонной мерзлоты.

Склоны Приволжской возвышенности осложнены многочисленными структурными террасами, приуроченными к выходам пластов слоистых пород палеогена (сызранской и саратовской свиты), сантонского яруса верхнего мела. Ширина таких террас колеблется от 50 до 200 м. Участки структурных поверхностей реже встречаются и на водоразделах. В современных условиях образуются очень небольшие структурные террасы, в основном же они связаны с интенсивным смывом в условиях холодного и сухого климата конца ледниковых эпох.

С перигляциальным плейстоценовым геоморфогенезом связано образование обширных цирков, достигающих внушительных размеров (более 1.0 км в диаметре) – цирки на правом склоне Волги в окрестностях Саратова, в районе сел Лох, Сокур, Казанла, Базарный Карбулак и др. Цирки на восточном склоне Приволжской возвышенности большинством исследователей относятся к акчагыльским оползневым образованиям. Не отрицая значения акчагыльской трансгрессии в формировании данных цирков, отметим, однако, что образовавшиеся в них снежники в условиях плейстоценового перигляциального климата способствовали их дальнейшему развитию и возникновению новых. На решающую роль нивального процесса в образовании данных цирков указывают суглинисто-щебневые отложения, обнажающиеся в их нижних частях, с многочисленными признаками солифлюкционного и делювиально-солифлюкционного происхождения и их мерзлотными деформациями.

Термокарстовый характер, очевидно, имеют и некоторые микрозападинные формы, широко развитые на Приволжской возвышенности и в Сыртовом Заволжье и считающиеся в основном образованиями суффозионными.

Перигляциальной среде с условиями сухого и холодного климата свойственна эоловая деятельность. Реликтовый характер имеют эоловые формы рельефа (бугристые всхолмления, котловины выдувания и др.), связанные с перевеванием песков различного происхождения и возраста в долинах рек Еруслана (Дьяковские пески), Медведицы (села Бахметьевка, Пески, Шереметьевка), Терешки (села Глотовка, Кошели) и др., а также на отдельных участках водораздельных поверхностей. В современных условиях пески в основном закреплены и их перемещение развито очень слабо.

Плейстоценовый перигляциальный геоморфогенез занимает видное место в формировании рельефа Саратовского Поволжья, а исследование климато-ландшафтных условий прошлых эпох является важным фактором для познания происхождения и развития современного рельефа данной территории. Учитывая тот факт, что плейстоценовый перигляциальный рельеф и связанные с ним рыхлые отложения хорошо сохранились здесь до наших дней, эта проблема становится еще более актуальной.

ДИНАМИКА ФЛЮВИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В ГОЛОЦЕНЕ (НА ПРИМЕРЕ Р. ГОЛОУСТНОЙ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

С.А. Макаров

*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН,
Иркутск, makarov@irigs.irk.ru*

Река Голоустная пересекает Приморский хребет и впадает в озеро Байкал, высотные отметки в пределах бассейна составляют 455–1000 м. По сейсмическому районированию бассейн реки располагается в восьми-девятибалльной зоне.

Длина реки 122 км, площадь водосбора 2260 км². Средний годовой расход воды составляет 8.65 м³/с, наименьший – 4.16 м³/с. Максимальный расход половодья был отмечен 19 августа 1950 г. и составил 308 м³/с, а средний уровень воды – 306 см. При исследовании долин рек особое внимание уделялось анализу низких морфологических уровней – поймам и первым надпойменным террасам. Выделены следующие морфологические уровни: низкая пойма высотой 0.5–1 м, высокая – 1–2 м; первая надпойменная терраса – 3–4.5 м, вторая 4.5–5.0 м.

Долина реки изучалась на участке от п. Мал. Голоустное до п. Бол. Голоустное (оз. Байкал). Характерная особенность изученной части долины реки – слабое развитие низкой поймы и участками осложненный эрозионными ступенями продольный профиль. Здесь наблюдается общее преобладание донной эрозии.

В долине р. Голоустной широко развита пойма, сложенная в нижней части гравийно-галечным материалом с песчаным заполнителем и включениями мелких валунов, выше них супесчано-суглинистые отложения с отдельными включениями гравия и гальки. Надпойменные террасы имеют более сложное строение. Здесь в основании присутствуют многочисленные слои гравийно-галечниково-валунного материала разной степени окатанности с песчаным заполнителем. По всей своей длине река подмывает скальные обнажения, причем разрушенный материал, попадая в русло, формирует специфическую фацию аллювия, сложенную плохо окатанными обломками преимущественно плитчатой формы.

Условия формирования рыхлых отложений террасовых уровней рассмотрим на примере разреза № 18 торфяной террасы, длиной около 250 м на левом берегу, вблизи п. Мал. Голоустное (52°15'54.8", 105°21'38.0", WGS-84). Во время весеннего половодья берег интенсивно подмывается и сверху нависает торфяной козырек, который к осени разрушается. По данным радиоуглеродных датировок установлено, что около 7040±190 л.н. (ЛУ-6168) прекратилось формирование гравийно-галечникового слоя, расположенного в основании пойм и террас реки. Аналогичное событие произошло также не ранее 6320±90 л.н. (ЛУ-3689) в пади Семениха. Возраст был установлен по погребенному гумусу на контакте аллювиальных и коллювиальных (обвальнo-осыпных) отложений [1]. Вероятно, к этому событию можно и отнести дату, полученную в устье пади Еловка, к северу от мыса Голоустного. Погребенная почва возраста 7810±90 л.н. (СОАН-1597) залегала среди глыбово-щебенистых с супесчаным заполнителем отложений, слагающих конус выноса [2]. Позднее в течение более 2000 лет (4800±90 л.н. ЛУ-6169) формируется пойменная фация, что подтверждается накоплением суглинка легкого пылеватого сильногумусированного мощностью 37 см. В этом слое при промерзании формировались морозобойные клинья, заполненные разнозернистым песком. В дальнейшем водный режим опять изменился, в это время формируется слой гравийно-галечникового материала разной степени окатанности с иловатым суглинком в заполнителе, мощность слоя 28 см. После этого, 3000 лет назад (2950±120 л.н. ЛУ-6170), начинается образование слоистого торфяного горизонта. В первые сто лет скорость накопления торфяного горизонта составляла 4.5 мм/год, далее она варьировалась от 0.3 до 0.5 мм/год. За этот период в слое торфа сформировалась многолетняя мерзлота.

При корреляции разрезов надпойменных террас установлено, что реперным горизонтом можно считать верхнюю часть гравийно-галечникового слоя, формирование которого закончилось 7000 л.н. При сравнении торфяного разреза с разрезом № 8 второй надпойменной террасы на правом берегу реки в 3.7 км выше по течению (52°17'55.2", 105°21'32.5") выявлено, что в гравийно-галечниковом слое мощностью 1.19 м выделяются три

подслоя. Снизу в первых двух фиксируется различное содержание слабоокатанного плитчатого галечника, а в третьем он отсутствует. С начала формирования слоев суглинка отмечается тенденция уменьшения гравийно-галечниковых отложений с суглинистым заполнителем снизу-вверх и в последнем, у дневной поверхности, слое мощностью 28 см их включения единичные. В этом месте глубина вреза реки в кору выветривания глыбово-щебенисто-дресвяных амфиболовых сланцев качергатской свиты верхнего протерозоя составляет 1.6 м.

В разрезе № 11 на правом берегу реки у моста в п. Ниж. Качергат (52°08'23.8", 105°16'30.2") зафиксированы изгибающиеся слои отложенного материала, что говорит о турбулентном характере водного потока, формировавшего аллювий на этом участке, вероятнее всего, в середине голоцена.

Наиболее высокие террасы (свыше 12 м) выявлены вблизи устья р. Голоустной при выходе ее из гор на конус выноса. В разрезе № 17 (52°04'26.6", 105°24'05.1") аллювиальные отложения (мощностью 6.2 м) на высоте 6.1 м от уреза реки залегают на отложениях предгорного шлейфа и сверху перекрыты этими же рыхлыми породами. Это свидетельствует о том, что в приустьевой части долина реки была заполнена на высоту не менее 15 м от скального ложа и плавно должна была переходить в конус выноса, который возвышался над урезом озера Байкал.

М.М. Тетяев [3], а затем и Б.В. Зонов [4] обратили внимание на сложную историю развития долины реки Голоустной, причем последний исследователь отмечал опускание дельты реки, но природа этого процесса для него была не совсем ясна. Автор не рассматривал сейсмический фактор, который мог привести к опусканию конуса выноса реки.

По нашим материалам, конус выноса р. Голоустной в голоцене четыре раза подвергался воздействию сильных землетрясений. Это установлено при изучении пади Озерко (Семениха) на западном побережье Байкала в Приморском хребте, в 3 км юго-западнее пос. Бол. Голоустное. При одном из них речную долину перегородило оползнем-обвалом, который затем дважды разрывало сейсмогенными разломами [1].

Исходя из вышеизложенного, можно предположить, что серия землетрясений вызвала опускание конуса реки Голоустной и дальнейшую активизацию регрессивной эрозии, связанную с понижением ее базиса. В настоящее время на многих участках река врезалась в скальные породы, формируя цокольные пойменные и надпойменные террасы.

[1] Макаров С.А. История развития пади Озерко на западном побережье Байкала // География и природные ресурсы. 1999. № 4. С. 36–43.

[2] Орлова Л.А., Паньчев В.А. Погребенные почвы и проблема надежности датирования их по радиоуглероду // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 28–36.

[3] Тетяев М.М. К геологии Западного Прибайкалья. Петроград, 1916. 56 с.

[4] Зонов Б.В. Эволюция береговой линии Байкала в районе дельты р. Голоустной // Труды Восточно-Сибирского государственного университета. Т. II. Вып. 2. Иркутск: ОГИЗ Иркутское областное издательство, 1942. С. 49–61.

КАРСТ И ЭРОЗИЯ НА МЕЖДУРЕЧЬЕ НИЖНЕЙ ТУНГУСКИ И НЕПЫ

С.А. Макаров, М.Ю. Опекунова

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск

Геоморфологическое строение территории севера Иркутской области получило освещение в ряде работ крупных исследователей – Н.В. Думитрашко, С.С. Воскресенского, А.Г. Золотарева, С.С. Коржуева и др., которые выявили наиболее общие черты регионального развития рельефа. В основном из-за труднодоступности района для полевых исследований современные процессы экзогенного рельефообразования практически не изучались. Исследования проводились в пределах Лено-Катангского плато, представляющего пологоволнистую равнину, расчлененную крупными ящикообразными и V-образными долинами малых рек. Речные долины заложены преимущественно в ордовикских отложениях (алевролитах, аргиллитах, доломитах и песчаниках). В нижних частях долин местами вскрываются разновозрастные кембрийские толщи.

Проявления карста на данной территории ранее не фиксировались. Тем не менее полученные нами данные о наличии карста в этом районе позволяют сделать выводы о том, что возникновение и развитие этих форм не связано с антропогенным фактором.

В ходе полевых работ проводились исследования проточного озера в долине р. Яракта. Для изучения строения подводной части озера использовали эхолот Fishfinder 160, местоположение фиксировали с помощью навигатора GPSmap 60CSx (в системе WGS-84).

По данным полевых измерений, длина озера 400 м, ширина до 370 м, площадь 120 тыс. м², объем 740 тыс. м³. Озеро почти круглой формы, берега подвержены абразии, в результате чего многие деревья вдоль берега подтоплены. Подводная часть озера воронкообразной формы, с максимальной глубиной 19 м. Коренные породы залегают на глубине 3 м, что позволяет определять генезис водоема как карстовый. По данным геологической съемки, на контакте макаровской и чертовской свит среднего и верхнего ордовика залегают песчаные известняки. По нашему мнению, к этим отложениям приурочено проявление карста. Не исключаем, что зарождение карстовых воронок могло происходить и по тектоническим разломам. Вблизи изученного озера в 3.5 км к юго-западу в месте слияния двух правых притоков р. Яракты также находится проточное озеро. А в 16 км в юго-восточном направлении существует озеро, из которого вытекает приток р. Гаринды. Образование таких озер в долинах рек также может быть связано с развитием карста.

На топографической карте данной территории масштаба 1:100000 отмечены многочисленные блюдцеобразные формы диаметром до 300 м. Они обозначены как проявления термокарста и расположены в долинах рек Яракта, Гаринда, Гульмок (притоки р. Ниж. Тунгуска). Вероятнее всего, развитие таких форм связано с проявлением карста, а не термокарста. Согласно многочисленным инженерно-геологическим материалам, многолетнемерзлые породы имеют в долинах рек ограниченное распространение.

Освоение территории с начала 70-х годов прошлого века позволило создать транспортную инфраструктуру как внутри, так и между нефтегазовыми месторождениями, что привело к нарушению почвенно-растительного слоя и последующей активизации эрозионных процессов. Рассмотрим две разновидности эрозионных форм, типичных для этого района.

Первая разновидность – струйчатая эрозия в искусственных откосах дорожных выемок, при которой происходит в основном формирование промоин. На склонах дорожных выемок в алевролитах и аргиллитах интенсивно формируется чехол рыхлых отложений, в котором образуются практически прямолинейные борозды, длина которых соответствует длине склона (в среднем 7–8 м), крутизна до 37°. Максимальная глубина, зафиксированная в бровке искусственного откоса, составила 2.6 м, ниже по склону глубина промоины резко уменьшается.

Вторая разновидность эрозии, при которой происходит формирование более крупных форм – оврагов, развита в местах, где происходит массовое нарушение почвенно-растительного покрова гусеничным транспортом.

Наиболее масштабное проявление эрозии наблюдалось нами на левом склоне долины р. Гульмок 3-й (левый приток р. Ниж. Тунгуска), где вдоль дороги, начиная от середины склона

и до долины, сформировался овраг. Длина его порядка 500 м, ширина до 2 м, а глубина достигает 3.5 м. Характерной особенностью этого оврага является его каньонообразная форма и почти отвесные стенки на его большей части. Вершина оврага расположена в слоистых разномерных слабосцементированных песках предгорного шлейфа, а отложения конуса выноса, сложенного разномерным песком, достигают русла. Овраг был, скорее всего, сформирован за короткое время в результате весеннего снеготаяния, но возможно, и при выпадении интенсивных кратковременных осадков. Недостаток фактического материала пока не позволяет говорить о факторах, которые спровоцировали интенсивность роста оврага до таких размеров. Можно предположить лишь наличие на этом участке сезонномерзлых грунтов.

Морфометрические измерения (эхолотирование) озера при геоморфологических исследованиях территорий позволили более точно определить генезис этой формы и предположить, что подобные формы в долинах рек являются карстовыми (в начальной стадии развития этого процесса).

Данные исследования помогли также сделать выводы о масштабе и характере проявления эрозионных процессов на Лено-Катангском плато. При дальнейшем хозяйственном освоении этой территории следует ожидать не только усиления эрозионной деятельности, но и возможной активизации карстовых процессов, поэтому необходимыми являются продолжение исследования и мониторинг этих процессов.

КАРСТОВЫЙ РЕЛЬЕФ ПЛАТО МАР-КЮЕЛЬ (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

А.Н. Махинов

*Институт водных и экологических проблем ДВО РАН,
Хабаровск, iver@iver.as.khb.ru*

Карстовые явления чрезвычайно широко распространены в Хабаровском крае. Наиболее своеобразными, загадочными и пока очень слабо исследованными являются карстовые процессы на плато Мар-Кюель, расположенном на восточной окраине Сибирской платформы. Здесь повсюду залегают известняки и доломиты кембрийского возраста – породы, легко подверженные растворению. Однако, в отличие от многих других районов России и мира, карстовые явления на этом плато осуществляются в условиях многолетней мерзлоты, что придает созданным ими формам своеобразные черты.

На плато Мар-Кюель карстовый рельеф формировался длительное время. За сотни миллионов лет природа этой территории не раз существенно изменялась. В мезозойское и большую часть кайнозойского времени климат здесь был теплым с большим количеством атмосферных осадков. Вероятно, именно в это время образовались наиболее крупные карстовые формы рельефа – протяженные пещеры, обширные понижения – поля, подземные реки и огромные цирки на склонах широких долин. Теплый климат и обилие осадков обуславливали активное растворение пород. Важным условием было также повышенное содержание в воде органических кислот за счет разложения растительных остатков, что придавало ей повышенную агрессивность.

В эпохи неоднократных похолоданий, происходивших в четвертичное время, наоборот, карстовые процессы замедлялись и, возможно, прекращались совсем. Вершины хребта Кет-Кап, окаймляющего плато с севера, были покрыты ледниками, сползавшими по долинам горных рек почти до его подножья. Толщина льда местами достигала 300 м. Значительную часть года вода находилась в замерзшем состоянии не только на поверхности, но и под землей. В этих условиях вода в жидком состоянии существовала лишь в небольшом слое протаявших грунтов, глубина которого была незначительной вследствие очень короткого и холодного лета. Очевидно, в это время могло происходить формирование лишь незначительных по размерам

воронок, желобов, ниш и карстово-денудационных останцов на поверхности земли или неглубоко под ней.

Наиболее часто на плато встречаются воронки. Они обычно располагаются группами и имеют разные размеры. Самые маленькие из них измеряются первыми метрами. Более крупные воронки достигают в диаметре 30–40 м и имеют глубину до 15 м. Для многих из них характерна не круглая, а вытянутая в виде овала форма. Нередко к одному из удлиненных краев подходит извилистая ложбина протяженностью несколько десятков метров, по которой во время ливней вода стекает на дно воронки, где отчетливо выражены следы линейной эрозии.

Большинство воронок образуются в результате обрушения. На месте растворившихся под землей пород образуются пустоты. Перекрывающий их пласт, не имея достаточной опоры, дробится по трещинам на части и падает вниз, образуя округлое понижение. На его дне обломки медленно растворяются дождевыми и снеговыми водами. Так воронка постепенно увеличивается в размерах.

Овальная форма воронок обусловлена избирательностью процессов растворения, поскольку растворимость пород резко возрастает вдоль линейно протягивающихся зон тектонической трещиноватости. Чем сильнее трещиновата горная порода, тем больше поверхность ее контакта с водой. На участках с особо высокой степенью трещиноватости создаются наиболее благоприятные условия для образования воронок.

Но самыми впечатляющими образованиями, созданными с ведущим участием карстовых процессов, несомненно, являются огромные полуворонки, врезанные в склоны широких ложбин плато Мар-Кюель. Они своей формой напоминают ледниковые кары, но в отличие от них расположены не на вершинах гор, а у подножия склонов. В их развитии сочетаются карстовые и гравитационные процессы.

Вода, растворяя породы у подножья склона, создает и поддерживает крутые, местами отвесные, склоны. В процессе разрушения горных пород образующиеся обломки время от времени падают вниз, где подвергаются медленному растворению во время таяния снега или выпадения дождей.

На дне слепых широких с пологими склонами долин разбросаны протяженные цепочки карстовых озер. Они выделяются весьма причудливо изрезанной береговой линией. Особенно живописна и интересна в природном отношении группа озер под названием Северный Мар-Кюель. Здесь находится несколько десятков мелководных водоемов, соединенных между собой различными по форме и ширине протоками. Наиболее крупное из озер – Константиново – имеет площадь около 7 км².

По соединяющим озера протокам вода перетекает через всю озерную систему и севернее их образует реку Ардыах, которая через 15 км исчезает, уходя в глубокие карстовые полости. На плато имеются другие такие же слепо заканчивающиеся водотоки с достаточно развитой речной сетью.

Уходящая в карстовые полости вода стекает под землей к южному и юго-восточному краю плато, где поступает на поверхность в виде мощных источников или рассредоточенных по долинам рек выходов подземных вод. Зимой (а она в этих краях очень суровая) в долинах рек вокруг плато образуются протяженные наледы, сохраняющиеся до середины лета.

Особенно значителен по размерам и эффектен исток подземной реки в долине реки Сэлиндэ. На крутом склоне несколько выше подножья огромной воронки из-под земли появляется мощный поток, вливающийся в реку Сэлиндэ в нескольких километрах ниже места своего появления из-под земли. Даже зимой сток не прекращается, в результате чего в долине образуется гигантская наледь протяженностью 8 км и толщиной льда к концу зимы до 10–12 м.

Подземные реки и полости плато Мар-Кюель еще слабо изучены. Их общая протяженность может составлять тысячи километров на разной глубине от земной поверхности. И вполне вероятно, что в этом районе могут быть обнаружены новые подземные карстовые образования значительных размеров.

Плато Мар-Кюель уникально не только как геологическое образование или геоморфологический ландшафт. Это своеобразный, сложный и практически неизученный природный комплекс, имеющий такое же значение для планеты, как гейзеры Камчатки, кладбище динозавров в Монголии и каньоны реки Колорадо.

Поэтому плато Мар-Кюель необходимо объявить национальным геологическим заказником, где хозяйственная деятельность должна быть ограничена и осуществляться под контролем природоохранных органов и региональной геологической службы. Однако уже сейчас следует придать статус памятников природы некоторым отдельным живописным ландшафтам, уникальным озерам, выразительным карстовым воронкам и причудливым останцам.

ЗОНЫ ВОЗМОЖНЫХ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА ПО МОРФОСТРУКТУРНЫМ ДАННЫМ

Е.А. Мясников

*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН,
Владивосток, nevsky@tig.dvo.ru*

Изучение современных морфотектонических (морфогеодинамических) явлений и процессов нацелено на уточнение (дополнение) карт сейсмического районирования. В настоящее время в качестве нормативного документа принят комплект карт ОСР-97-А,В,С. Эти модели действительно имеют много преимуществ. Однако в отношении региона Дальнего Востока, на наш взгляд, имеются некоторые недоработки.

Сейсмотектоника региона рассматривается только с позиции тектоники плит. Не отрицая ее вклада в решение данной проблемы, многие факты, тем не менее, говорят о том, что природа сейсмичности более сложная и разносторонняя. Например, видна хорошая пространственная корреляция сейсмических поясов С-В Азии с каркасными разломами региональных мегаморфоструктур центрального типа и трансрегиональных линейментов. На наш взгляд, должны анализироваться, как равноправные, и другие современные научные концепции (пульсационного расширения Земли, плюмово-ротационная).

Выделение зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) абсолютно справедливо базируется на так называемой линейментно-доменно-очаговой (ЛДПО) модели. Однако на примере Дальнего Востока оно было осуществлено не совсем верно. 1. Выделение сейсмотектонических регионов (1-й этап идентификации ВОЗ), когда «вся территория разделяется на регионы, генетически единые в тектоническом, геодинамическом и сейсмотектоническом отношении», только по сейсмическим данным недостаточно. Основные причины: сейсмостанций мало, они часто не точны, малый период наблюдений, часты «окна» (территории, не охваченные наблюдениями). Мы предлагаем проводить совместный анализ и синтез сейсмических и геолого-геоморфологических данных на основе карт морфогенетической типизации морфоструктур (МС).

2. На втором этапе идентификации ВОЗ в каждом из регионов выделяют: линейменты (концентрация сейсмичности в линейные зоны с $M > 6.0$), домены (крупные области рассеянной сейсмичности с $M < 5.5$), потенциальные очаги (локальные участки с аномально высокой концентрацией сейсмичности с $M > 6.0$). На наш взгляд, анализ ЛДПО-модели без учета глубины и состояния геолого-геоморфологических систем слабомагнитудных землетрясений (ЗТ) неверно. Причины: слабомагнитудные ЗТ при малой глубине очага (h) имеют высокие баллы по шкале MSK-64, рой слабомагнитудных ЗТ часто предвещает подготовку сильномагнитудных ЗТ. Наши предложения – анализировать ЗТ любых M , h и др. совместно с разными типами МС, с их тенденцией накапливать напряжения при медленных тектонических движениях.

3. Недостаточно используются региональные и локальные палеосейсмогеологические данные Н.А. Флоренсова, В.П. Солоненко, Б.П. Важенина, А.В. Олейникова, А.П. Кулакова, Е.А. Мясникова и др. Причины: площадное дешифрирование материалов дистанционного зондирования очень трудоемко (требует большего объема детальных знаний региональной

геологии, морфотектоники, ландшафтно-климатических и других условий), трудно (иногда просто невозможно) реконструировать возраст и силу ЗТ. Морфоструктурный же анализ позволяет (в общих чертах) наметить сейсмоструктуры, их современный геодинамический режим, сузить район поисков и предвидеть типы сейсмодислокаций, а также «рапознавать их образы» на АКС.

4. Не в полной мере используются региональные геофизические и петрофизические модели сейсмичности. Основная причина – модели хорошо обоснованы физически, но относительно слабо аргументированы геологически и морфотектонически. Напомним, что МС – это объемные тектонические структуры, поэтому целесообразен совместный анализ и синтез геофизических и морфоструктурных данных.

5. Редко учитывается наведенная сейсмичность и другие техногенные факторы. Дело в том, что до сих пор слабо изучены взаимосвязи эндогенных, экзогенных и техногенных явлений и процессов. Эти работы сейчас особенно актуальны, но они рассчитаны на многолетний мониторинг, который обязательно надо проводить. Сейчас же целесообразен хотя бы комплексный анализ эндодинамической, экзодинамической и технодинамической опасности на морфоструктурной основе.

6. Слабо учитываются или совсем не учитываются историко-археологические данные. Это объясняется тем, что на территории Дальнего Востока вообще нет соответствующих летописей, но они есть в Китае и на других сопредельных территориях. Единые же «трансграничные» сейсмоконтролирующие МС позволяют делать определенные аналогии.

7. Современные вертикальные и горизонтальные движения по геодезическим и GPS-данным практически оказываются не востребуемыми, так как этих данных мало и они разрозненны. Таким образом, целесообразно проводить комплексный анализ и синтез всех вышеотмеченных данных на морфоструктурной основе.

ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА И РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛОВОЗЕРСКИХ ТУНДР

Н.Г. Новикова

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, NovikovNadia@rambler.ru*

История формирования рельефа и рыхлых отложений Ловозерских тундр, как и всего Кольского полуострова, делится на три главных этапа: доледниковый, ледниковый и послеледниковый. В данной работе рассматриваются отложения и сложенные ими формы рельефа ледникового происхождения. Ловозерский массив в плейстоцене неоднократно испытывал влияние ледниковых покровов, надвигавшихся из Скандинавии. В настоящее время зафиксированы следы только последнего – валдайского оледенения, разделяющегося на две стадии [1].

В первую стадию покров имел максимальную мощность (более 1 км) и полностью перекрывал низкогорный массив. Следы этой стадии являются эрратические валуны на платообразных вершинах массива; на окружающей равнине ледник оставил покров морены, максимальная мощность которого достигает 22 м.

Во вторую стадию поверхность льда достигала средней части склонов гор. В эту стадию на внешних склонах Ловозер отложилась боковая морена и комплекс связанных с ней водно-ледниковых отложений, также покровные ледники проникали по долинам в глубь массива, особенно в его юго-западной части, где долины открыты навстречу движению покровных льдов. Одновременно с покровным оледенением, а также после него крупные долины Ловозерского массива подвергались горному оледенению.

После стаивания последнего ледникового покрова сформировались свежие моренные и водно-ледниковые отложения, слагающие холмисто-грядовые формы рельефа в крупных долинах, на внешних склонах массива и прилегающей равнине. В результате исследования морфологии и геологического строения холмисто-грядовых форм выделено несколько типов грядового рельефа.

Наиболее полно история оледенения представлена в разрезах рыхлых отложений у северных предгорий массива, что объясняется преобладанием в этом районе аккумуляции над экзарацией. Здесь между горизонтами морен первой и второй стадий валдайского покровного оледенения у подножия гор и в долинах залегают отложения местного оледенения. Вверх по долинам насчитывается до трех стадияльных морен, отмечающих остановки горных ледников во время их отступления.

В долинах западного склона массива под скандинавской мореной второй стадии валдайского оледенения залегают морена горного оледенения и сопутствующий ей комплекс флювиогляциальных отложений, причем, чем севернее, тем ниже по долинам проникали местные ледники. В низовьях рек в пределах троговых долин и на выходе на прилегающую равнину наблюдается холмисто-мелкогрядовый рельеф с изометричными или слегка вытянутыми холмами и небольшими грядами высотой до 10–15 м, отделенными друг от друга замкнутыми западинами, иногда заболоченными и занятыми небольшими озерами. Вероятно, формирование их происходило в результате накопления морены покровного ледника в области распространения мертвого льда.

На участках прилегающей равнины и в нижних частях западных склонов Ловозер распространены узкие (до 100–150 м по основанию и от 1–2 до 20–30 м по бровкам) четко очерченные гряды с крутыми (до 30°) склонами. Эти гряды либо вытянуты параллельно склонам горных массивов, либо расположены под острым углом к ним. Строение гряд позволяет предполагать, что они формировались преимущественно за счет аккумуляции водно-ледникового материала во внутрiledниковых и расположенных на поверхности покровного ледника потоках талых ледниковых вод и, отчасти, озерах.

В долинах юго-западной части массива морены местного оледенения практически отсутствуют, а заполняющие их ледниковые отложения относятся ко второй стадии развития скандинавского ледникового покрова валдайского оледенения, что установлено по их составу и морфологии краевых образований [2].

В пределах южных склонов массива распределение отдельных аккумулятивных форм на поверхности обнаруживает зависимость от коренного рельефа, положение прямолинейных гряд совпадает с уступами коренных пород на склонах, обращенных на восток; и гряды отсутствуют на склонах, открытых навстречу движения льда. Вероятно, материал, слагающий гряды, накапливался в трещинах льда над коренными уступами. В наиболее пониженных участках рельефа, где наиболее благоприятные условия для длительного сохранения глыб льда, развиты холмисто-западинный и грядово-кольцевой рельеф морены. Широко распространены формы водно-ледниковой аккумуляции, особенно камовые поля, образующиеся в результате вытаивания осадков преимущественно наледниковых озер. Более ровным и повышающимся частям цоколя денудационной равнины соответствуют области развития плоского и полого-холмистого ледникового рельефа.

Общее направление движения скандинавского льда в районе Ловозерского массива с юго-запада на север и северо-восток привело к тому, что покровные льды опоясывали Ловозерский массив неравномерно, оставив морену на юго-западных склонах на высоте 450–500 м, на восточных – 200–250 м над уровнем окружающей равнины. В долинах восточного склона массива местные ледники развивались свободно, оставляя гряды осцилляционных морен, а на остальных склонах они в той или иной степени блокировались скандинавским покровным льдом [2].

[1] Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М. –Л.: Изд-во Академии наук СССР, 1960. 233 с.

[2] Евзеров В.Я., Стрелков С.А. О взаимоотношении скандинавских ледниковых покровов с местными горными ледниками Ловозерских тундр // Природа и хозяйство севера, вып. 1: Материалы первой научной конференции Кольского отдела географического общества СССР. Апатиты, 1969. С. 5–8.

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ЭОЛОВОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ В ТУНКИНСКОЙ КОТЛОВИНЕ

М.Ю. Опекунова

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск

Район исследования расположен в пределах аллювиальной равнины, на водораздельной поверхности рек Иркутка и Тунки, восточнее массива Бадар. Эоловый рельеф представлен совокупностью котловин выдувания и гряд, вытянутых в западном направлении. Особенности их формирования связаны со свойствами рыхлых отложений, преобладающими направлениями ветров и степенью нарушенности почвенно-растительного покрова.

Рыхлые отложения изучаемой территории представлены косослоистыми песками. Разрез песков разделяется на две пачки, различные по генезису и морфометрическим показателям. Верхняя пачка эолового происхождения сложена пылеватым мелкозернистым песком. Нижняя пачка – косослоистые аллювиальные. Особенности циркуляции воздушных масс в Тункинской котловине обусловлены ее внутригорным положением. Ее морфологическое строение создает своеобразный «ветровой коридор», регламентирующий направление воздушного потока. Ветры центральной части котловины имеют восточное направление и относительно небольшие среднегодовые скорости и находятся в пределах 1.5–1.9 м/с при средней скорости 4 м/с. Это значение является крайним для эффективной дефляционной деятельности, поэтому важным показателем будет распределение скоростей ветров и атмосферных осадков по временам года. На метеостанции Тунка наибольшая ветровая активность наблюдается в весенне-раннелетний период. Годовая сумма осадков составляет 300–500 мм, с максимумом во второй половине лета. Минимальное количество осадков выпадает в зимний и весенний периоды.

Современные эоловые процессы проявляются на 28 % площади Тункинской котловины. Они связаны, прежде всего, с антропогенными факторами – распашкой, интенсивным выпасом, пожарами. Уменьшение их интенсивности в последнее время связано с проведенными в XX в. мелиоративными мероприятиями и сворачиванием хозяйственной деятельности в последнее время.

Активные исследования процессов, связанных с песчаным переносом, и наблюдения за развитием эоловых форм рельефа на территории Прибайкалья проводились в 60–80-е годы прошлого века [1–5]. Затем на данных территориях имел место практически двадцатилетний перерыв в подобных исследованиях. В последние годы отмечается возобновление детального изучения эолового рельефообразования.

В настоящее время в Тункинской котловине выбраны модельные площадки стационарных наблюдений, на которых заложена сеть реперов для измерения величины ежегодного сноса и аккумуляции песка. Эти площадки выбраны с учетом различий характера дефляции, мезо- и микроклиматических условий и характера антропогенных нагрузок. В настоящее время деятельность эолового процесса фиксируется в пределах большого массива оголенных песков, распространенных на правом берегу р. Тунки (урочище Затунка), поэтому мы посчитали целесообразным проводить инструментальные наблюдения именно на этой территории. Рельеф массива представлен сочетанием котловин выдувания, гряд и дюн. Средняя длина таких котловин составляет 50 м, ширина – 20–30 м, глубина – до 6–7 м. В 2008 г. нами заложен ряд таких измерительных профилей в одной из наиболее крупных котловин. Это поперечные профили, на которых методом шпильки ежегодно фиксируются величины аккумуляции и дефляции материала. Кроме того, реперы закреплены на кромках межкотловинных поверхностей для определения скорости отступления склонов. В 2009 г. также установлен ряд пылеуловителей на склонах разной экспозиции и разной высоты. Одновременно на исследуемой территории реализуется комплекс наблюдений за годовой и сезонной динамикой климатических параметров. По результатам, полученным в 1985–1986 гг. [1], скорость аккумуляции песка на западных склонах дюн и передвижения песков в среднем может составлять 7–8 см/год. Это согласуется с нашими данными, полученными за первый год

наблюдений, согласно которым величины дефляции и аккумуляции составили первые сантиметры.

Однако этих сведений недостаточно для оценки тенденций развития дефляции, поскольку в результате прохождения только одной пыльной бури масштабы дефляции на исследуемой территории могут возрасти на порядок по сравнению со среднегодовыми показателями. Для анализа годовой и сезонной динамики дефляции и оценки скоростей передвижения и аккумуляции песков необходимы ежегодные наблюдения.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 16.

- [1] Выркин В.Б. Современное экзогенное рельефообразование котловин байкальского типа. Иркутск, 1998. 175 с.
- [2] Ерхов В.Ф. Эоловые процессы в Баргузинской котловине // Географическое изучение процессов эрозии. Ульяновск, 1977. Вып. 1. С. 35–41.
- [3] Иванов А.Д. Эоловые пески Западного Забайкалья и Прибайкалья. Улан-Удэ, 1966. 232 с.
- [4] Намжилов Н.Б. Эффективность замены чистых паров и отвальной вспашки в борьбе с ветровой эрозией почв в условиях Баргузинского производственного управления Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1964. С. 87–101.
- [5] Намжилов Н.Б. Дефляция почв Баргузинской котловины и пути их рационального использования // Почвы зоны БАМ. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. С. 124–130.

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ТЕРРАСЫ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. СЕЙМ

А.В. Панин¹, Е.Ю. Матлахова¹, О.М. Пахомова²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, andrey-panin@rambler.ru

²Вятский государственный педуниверситет, Киров, PakhomovaOlga@yandex.ru

Изучено строение нижнего яруса долины р. Сейм между городами Курском и Курчатовым. Проведено полевое DGPS-профилирование, георадарное зондирование, литолого-фациальное изучение разрезов. Полевые данные были дополнены результатами спорово-пыльцевого и гранулометрического анализа аллювия. Это позволило составить в общих чертах картину развития долины в конце плейстоцена – голоцене. Временные оценки сделаны на основе археологических датировок и будут в дальнейшем уточнены после получения результатов радиоуглеродного и оптико-люминесцентного анализа. Наиболее широкое распространение в долине имеют три уровня террас – 12–16-метровая песчаная терраса ("первая терраса"), 5–7-метровая "промежуточная" терраса и высокая пойма (3–4 м).

Первая терраса тянется сплошной полосой шириной 1–4 км вдоль левого борта долины; встречается она и у правого борта в виде изолированных сегментов шириной до 1.5 км, преимущественно при впадении притоков. Топографические профили через террасу показывают существование крупных (1–2 км) пологих неровностей с амплитудами высот 2–4 м, по-видимому, образованных за счет прислонения разновозрастных сегментов на фоне колебательных процессов углубления – аккумуляции. Ближе к современной реке терраса всюду снижается до 12 м и далее где плавно, где через отчетливый уступ переходит в уровень промежуточной террасы. Разрез первой террасы изучен в стенке карьера на западной окраине д. Малютино. Уровень террасы здесь 12.0 м, глубина разреза 10.1 м. Разрез вскрывает полнофациальную аллювиальную серию мощностью 9.5 м, представленную снизу вверх грубыми песками пристрежневой фации, горизонтально-слоистыми мелкими и средними песками фации отмелей со следами криогенных нарушений и супесчаной пойменной фации, нарушенной с поверхности антропогенными ямами в заполнении с артефактами XVIII-XIX вв.

Очевидно, серия имеет нормальную мощность и была отложена за короткое время (первые десятилетия) в ходе горизонтальных деформаций речного русла. Погребенное староречье обнаружено георадарным зондированием в 50–60 м к северу от разреза; на поверхности террасы оно проявляется в виде пологой ложбины. Вертикальные русловые деформации если и имели направленный характер, то обладали небольшими скоростями и никак не проявляются в строении разреза. Судить о них можно только по топографии террасы: вероятно, происходило медленное врезание, и вскрытая разрезом пачка прислоняется к соседним, более высоким участкам. Вскрытая серия залегает с эрозионным контактом на цоколе из древнеаллювиальных кварцевых песков.

Уровень 5–7-метровой террасы образован, по-видимому, разновозрастными поверхностями. Более древняя из них изучена в разрезе Мл-2 на левом подмываемом берегу у дер. Малютино. Это поверхность высотой 6.0–6.8 м, сопрягающаяся с первой террасой через промежуточную ступень высотой 7.0–8.5 м – очевидно, локальный террасовый уровень фазы ускоренного врезания, который отделяется от первой террасы четким 4-метровым уступом. К окончанию этой фазы относится, вероятно, основная часть разреза промежуточной террасы. Она имеет двухчленное строение. Нижняя часть разреза – чередование песчаных и глинистых слоев с разнообразной слоистостью. Верхняя часть сложена тяжелыми суглинками мощностью до 1.5 м, коричневого цвета, в верхней части – темно-серого за счет гумусовой проработки. Слой суглинка выклинивается в сторону первой террасы на уровне 6.5 м. В сторону реки он облекает эрозионный уступ террасы, к которому прислоняется пойма, и прослеживается ниже уреза воды. Это указывает, что меженный уровень воды в реке после формирования данной террасы был ниже современного. Между формированием песчаного цоколя террасы и отложением на нем коричневого суглинка был перерыв, в течение которого поверхность террасы не затапливалась. Накопление столь тонких отложений могло происходить лишь в условиях практически стоячей воды – возможно, в условиях подпора высоких половодий от сужения дна долины, располагающегося ниже по течению.

Разрез Мл-3 расположен на правом берегу Сейма напротив д. Малютино. Это 6-метровая расчистка поверхности, занимающей все правобережье дна долины – более 2 км, включая приустьевое расширение долины р. Рогозны. Она расчленена голоценовыми руслами Сейма и Рогозны, причем видно, что общий уровень поверхности составляет 5 м, но вблизи палеорусел он наращивается приустьевыми валами до 5.5–6.0 м, как это имеет место и в разрезе Мл-3. При входе в раструб долины Рогозны терраса начинает плавно подниматься и у д. Авдеево достигает уровня 7 м. Здесь на ней располагается известная позднепалеолитическая стоянка Авдеево, датированная по ^{14}C временем 20–22 тыс. л.н. Культурный слой располагается на глубине около 1 м в кровле песчаного основания террасы (не исключено, что это аналог цоколя в разрезе Мл-2), т.е. в 6 м над уровнем Сейма.

Разрез Мл-3 имеет достаточно однородное строение, сложен суглинками с прослоями алеврита и песка. Возможно, формирование толщи данного разреза происходило параллельно с накоплением толщи суглинков в разрезе Мл-2. Только в разрезе Мл-2 отложение толщи суглинков происходило на сформированную ранее поверхность террасы, а толщина разреза Мл-3 за это время была сформирована целиком. Большая ее часть формировалась в холодных условиях позднеледниковья, о чем свидетельствуют данные спорово-пыльцевого анализа.

Верхняя часть разреза (0–130 см) формировалась в условиях смешанного леса с папоротниковым покровом. Из хвойных пород преобладала сосна, в меньшей степени – ель (максимум ели приходится на глубину 40–50 см, затем ее доля снижается и вновь возрастает на глубине 100–120 см). С глубины 0–45 см заметна роль древесной березы (*Betula s. Albae*), затем ее роль снижается. С глубины 30 см появляется кустарниковая береза (*Betula s. Fruticosae*). Из широколиственных пород в верхней части диаграммы встречается пыльца липы (до глубины 50 см) и очень редко, единично, на этом же уровне – пыльца дуба и вяза. Возможно, к голоцену относится лишь самая верхушка (30–50 см) разреза (максимум – верхние 130 см). Она могла накопиться за короткое время на рубеже суббореального и субатлантического периодов, о чем свидетельствуют найденные на глубинах 11 и 24 см обломки керамики раннего железного века (определение Г.Ю. Стародубцева). Значительную часть голоцена поверхность, по-видимому, не затапливалась. В пользу этого говорят признаки элювиирования в основании гумусового горизонта дневной почвы – свидетельство того, что она проходила лесную фазу (заключение М.А. Бронниковой). В средней и нижней части разреза концентрация пыльцы очень мала, в

небольшом количестве присутствуют сосна и ель, а также *Betula s. Fruticosae*, нет совсем пыльцы широколиственных пород и практически нет травянистых растений.

Таким образом, в долине Сейма выделяются следующие фазы развития: а) фаза аккумуляции – формирование первой террасы; б) фаза врезания, к концу которой река была углублена ниже современной; в это время функционировала стоянка Авдеево, т.е. врезание происходило ранее 20–22 тыс. ¹⁴С л.н.; в) рост высоты паводков, формирование 5-метровой аккумулятивной террасы и наложенная аккумуляция на уровнях до 7 м; г) падение водоносности реки и направленная аккумуляция в русле – конец позднеледниковья – первая половина голоцена; 5-метровая поверхность переходит в террасовый режим. В конце голоцена (между 2 и 3 тыс. л.н.) имела место эпоха высоких паводков, когда затопление 5-метровой террасы временно возобновлялось.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проект 09-05-00340).

ПАЛЕОГИДРОЛОГИЯ ВЕРХНЕГО ДНЕПРА В КОНЦЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА – ГОЛОЦЕНЕ

А.В. Панин, В.В. Филиппов

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, andrey-panin@rambler.ru*

В поздневалдайское время, после начала дегляциации осташковского ледника, долина Днепра служила приемником талых ледниковых вод, стекавших по ложбинам, которые впоследствии наследовались долинами правых притоков Днепра: Вопью, Хмостью, Б. Вопцом и др. Талые воды оставили следы в виде крупных палеорусел на дне долины, свидетельствующие о величинах стока значительно выше современных. Как правило, они представляют собой цепь заболоченных понижений, вытянутых в виде пологоизогнутых ложбин с относительным превышением днищ над современным руслом 10–15 м и ниже (уровень первой террасы и высокой поймы). Длина ложбин обычно первые километры, ширина до 100–150 м – в несколько раз больше ширины современного Днепра, которая выше Дорогобужа составляет 20–30 м, ниже Смоленска – 50–60 м. Радиус кривизны палеоизлучин превышает таковой современного русла в разы – десятки раз. Следы крупных палеорусел встречаются начиная от места впадения в Днепр р. Вязьмы. Ниже, на участке от с. Николо-Погорелое до г. Смоленска, они представлены на пойме в виде широких (в 2–3 раза превышающих ширину современного русла) вытянутых (1–2 км) старичных озер. К ним относятся оз. Званец, оз. Карута, оз. Черное и др. Местами встречаются более широкие (до 150–200 м) и длинные (до 5 км) пойменные ложбины-палеорусла, тяготеющие к тыловым частям поймы или площадкам первой НПТ (к последнему типу принадлежат фрагменты палеорусел между селами Данилово и Ставково и в районе впадения в Днепр р. Надвы).

Свидетельствами голоценовой динамики служат следы блужданий русла в виде староречий. При пересечении Смоленско-Дорогобужской низины параметры этих палеорусел (ширина, радиус кривизны) близки к современным, но отличаются значительно меньшим коэффициентом меандрирования. Современное русло Днепра отличается здесь минимальными продольными уклонами и максимальным коэффициентом меандрирования с большим количеством омегавидных и заваленных излучин. Такой характер русловой динамики свидетельствует о фактическом отсутствии донной эрозии в пределах Смоленско-Дорогобужской низины, а хорошая сохранность на пойме палеорусел большого размера (по всей видимости, относящихся к более ранним многоводным эпохам позднего валдая и голоцена) позволяет предполагать, что в конце плейстоцена и в голоцене на данном участке всецело господствовали горизонтальные русловые деформации. Схожая голоценовая морфодинамика

русла, по всей видимости, была характерна и для участка течения Днепра от пос. Верхнеднепровский до с. Николо-Погорелое.

Русло Днепра в районе Смоленска и ниже преимущественно пологоизвилистое, с протяженными прямолинейными вставками. В то же время на пойме обнаруживаются фрагменты меандрирующих палеорусел с петлеобразной формой излучин. Ширина палеорусел в бровках поймы на двух палеомеандрах оказалась меньше, чем ширина современного русла: староречье Кривое – 70–80 м, староречье Безымянное (на левом берегу напротив с. Гнездово) – 60–70 м, современное русло Днепра – 90–100 м. Если принять линейную связь между формирующими расходами воды и шириной русла, то такие изменения ширины могут означать, что современные формирующие расходы воды в 1.2–1.4 раза больше расходов времени образования палеомеандров. Бурение со льда позволило опробовать илистые отложения, залегающие поверх песчаного руслового аллювия и относящиеся ко времени заиления стариц. Радиоуглеродные даты из основания фации заиления служат верхней границей времени спрямления палеорусел: оз. Кривое – 3190±350 л. н. (ЛУ-5982), оз. Безымянное – 1820±70 (ИГАН-3590) и 1980±70 л. н. (ЛУ-5988). Палеорусло, вмещающее оз. Кривое, было спрямлено путем бокового размыва шейки меандра, достигшего петлеобразной формы. Сам этот факт свидетельствует, что за время развития меандра глубина затопления поймы и скорости течения пойменных потоков были недостаточны для спрямления русла. Второе староречье (оз. Безымянное), имеющее сложную петлеобразную форму, было образовано путем формирования пойменного протока, т.е. в результате формирования на поверхности поймы экстремального по мощности потока. Этому паводку не было аналогов, по крайней мере на последних стадиях развития излучины после достижения ею предела гидравлической выгоды (степень кривизны 1.4–1.7), а с учетом данных по староречью Кривому – и в период его активного развития. В результате произошло спрямление русла Днепра, которое ранее образовывало крутые, сложной формы меандры. Произошло это не позднее 2.0 тыс. л. н. Мощная паводковая активность в это время фиксируется в строении поймы Днепра в районе известного археологического памятника раннего средневековья – Гнездовского городища.

В целом, анализ геоморфологии поймы и строения разрезов пойменного аллювия позволил выявить на верхнем Днепре значительные изменения гидрологического режима в конце голоцена. Выделяется три эпохи тысячелетнего ранга и одна стоящая на одном с ними уровне по своей геоморфологической значимости короткая фаза:

1. Не позднее 3.5 тыс. кал. л. н. – между 2.2–2.7 тыс. кал. л. н.: эпоха формирования круто меандрирующего русла с относительно низкими паводками, не способными прорвать петлеобразные излучины.

2. 2.2–2.7 тыс. кал. л. н.: экстремальный паводок (короткая серия паводков), спрямивший русло и оставивший следы в мезорельефе поймы (крупные водоворотные котлы, эрозионные ложбины).

3. Между 2.2–2.7 тыс. кал. л. н. – около 0.8–0.9 тыс. л. н.: период с самыми низкими паводками, падение скоростей русловых деформаций (никаких следов блуждания русла, относящихся к этому времени), прекращение затопления обширных участков поймы, селитебное освоение поймы.

4. XII–XIII вв. – настоящее время – эпоха в целом с относительно большим стоком воды и высокими паводками, но весьма неоднородная. Выделяются следующие подфазы векового ранга: 4а – XII–XIII вв. – XV в.: относительно активное затопление пойм, средние темпы пойменного осадконакопления; 4б – XVI–XVII вв.: снижение поемности, формирование дерновой пойменной почвы; 4в – XVIII–XIX вв.: самое активное за последнее тысячелетие затопление пойм и пойменное осадконакопление, активные русловые деформации; 4г – XX в.: снижение степени поемности, формирование дерновой пойменной почвы, продолжение активных русловых деформаций (размывы берегов, наращивание прирусловых отмелей).

Выявленные изменения гидрологического режима Днепра коррелируют с изменениями климата. Мощные паводки эпохи 2 отвечают началу субатлантического периода голоцена, известному в Европе по своим экстремальным гидрометеорологическим проявлениям. Окончание маловодной эпохи 3 отвечает Малому климатическому оптимуму голоцена. В эту эпоху среднегодовые температуры превышали современные на 1°, причем в основном за счет холодного сезона. Сокращение длительности зим и доли твердых осадков должно было вызвать снижение высоты и расходов воды весеннего половодья – самой

многоводной фазы на Днепре и других реках с восточно-европейским типом водного режима. Известным аналогом этой эпохи является потепление конца XX – начала XXI вв. Наконец, наиболее многоводное время последнего тысячелетия (XVIII–XIX вв.) приходится на главную фазу Малого ледникового периода, когда рост продолжительности и снежности зим служил причиной регулярных высоких половодий.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 09-05-00340).

СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ РЕЛЬЕФА ТЕКТОНИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

С.Г. Платонова

*Институт водных и экологических проблем СО РАН,
Барнаул, platonova@iwep.asu.ru*

Большой интерес в изучении рельефа горных сооружений представляет исследование структуры морфогенеза, чрезвычайно сложное не только в связи с большим количеством действующих и взаимодействующих компонентов (эндогенного и экзогенного генезиса).

Ведущими структурообразующими элементами рельефа территории Монгольского Алтая являются парагенетически обусловленные пары пликативного – дизъюнктивного характера: своды и разломные зоны [2]. Реализация современных тектонических (и сеймотектонических) напряжений в условиях регионального сжатия привела к формированию северо-западных и меридиональных структур и сопряженных с ними, но имеющих подчиненное значение разломных зон северо-восточного и широтного простирания, механизм и особенности рельефообразования которых достаточно хорошо изучены [1, 3–4 и др.]. Данные, полученные в ходе полевых наблюдений и при анализе ЦМР, позволяют говорить о том, что 1) внутренняя структура имеет более сложный характер, 2) современные разрывные деформации субширотного и СВ простирания в общем плане правосдвиговых СЗ подвижек реализуются часто в пределах зрелых в геоморфологическом плане долин, т.е. в пределах форм уже реализованных в новейшее время подвижек, масштабы проявления и кинематика которых могут значительно отличаться от современных.

Отражение в рельефе разрывных тектонических структур разных направлений (морфология и морфометрические показатели, а также иерархическое и количественное соотношение структурных элементов) определяется: 1) характером современного развития (приуроченностью к зонам СЗ, СВ, ЗВ простирания с соответствующей кинематикой); 2) положением в общем плане Монгольского Алтая, в пределах которого в первом приближении выделяются: участок интерференции СЗ структур Монгольского Алтая (МА) и ЗВ Алтае-Саянской горной страны (АСГС), участок собственно линейной структуры МА, а также участок интерференции структур Монгольского и Гобийского Алтая.

На участке интерференции структур МА и АСГС выделяется зона субширотного простирания, которая выражена в виде серии субпараллельных долин. Все долины (р. Их-Ойгорын-гол, Шетк-Ойгор-гол) обычно симметричны, имеют ящикообразную форму, крутые тектонические борта, осложненные более мелкими структурными элементами – ступенями и зияющими трещинами. Ступени и зияющие трещины являются сингенетичными и синхронными по условиям образования. Зияющие трещины характеризуются U-образным поперечным профилем и размерами одного порядка. По форме они представляют типичные трещины отрыва, сформированные в условиях растяжения (неровный, рваный или зигзагообразный план) с крутыми почти вертикальными стенками высотой до 10–15 м и шириной 5–15 м. Сочетание этих трещин на участках пересечения с СЗ направлением формирует «черепашью» структуру. Современный тектонически активный характер

субширотных зон проявлен относительно слабо в развитии оползней, деформациях поймы. Более молодые долины (с V-образный профилем) в пределах субширотной зоны (р. Согол-гол) включают элементы, характерные для сейсмически активных территорий – фронтальные оползни надвиговых зон.

Северо-западные зоны (Кобдинский разлом на участках современной активизации Чихтейн, Ар-Хутел) являются наиболее хорошо изученными [1, 3–4 и др.] и включают, помимо тектонических форм, очень молодые чисто сейсмогенные элементы рельефа, возникшие в результате поверхностных деформаций при правосдвиговых смещениях. В рельефе они представлены протяженными сухими долинами с широким развитием очень крупных трещин растяжения, больших кротовин, мелких эскарпов. Кроме того, в пределах собственно линейной структуры МА и на участке её интерференции с Гобийским Алтаем важнейшими элементами в пределах межгорных впадин становятся форберги.

Северо-западные зоны имеют отличия на участке интерференции структур МА и АСГС. Здесь они выражены одиночными асимметричными долинами (например, долина оз. Хотон-Хурган), отражающими процессы расседания склонов осевого хребта Монгольского Алтая и СЗ скалывающие подвижки. В таких долинах формируется более сложный комплекс элементов тектонического рельефа. Молодые линейные склоны, обращённые к осевой части хребта, – антитетические сбросы с системой тектонических ступеней, каждая из которых представляет собой систему фасетов. Здесь фасеты и тектонические ступени имеют различный иерархический уровень. Противоположный склон характеризуется широким развитием «черепаховой структуры» – системы зияющих трещин, деформирующих часто сглаженную ледником поверхность. При этом зияющие трещины имеют более «древний» вид (ящикообразный поперечный профиль), а по ширине (до нескольких десятков метров) и длине (до первых километров) сопоставимы с небольшими долинами, борта которых часто несут следы ледниковой обработки.

Зоны северо-восточного простираения имеют секущий характер и широко представлены в пределах собственно линейной структуры МА. Это относительно широкие долины, часто симметричные. Они фиксируют современную мелкоблоковую дифференциацию территории. Вдоль этих долин не отмечено смещений геологических образований. В секущих долинах сформировались широкие плоские днища, огромные конусы выноса (например, долина р. Цаган-Бургаст-гол). Зияющие трещины (тектонические швы) имеют локальное развитие, узкий V-образный поперечный профиль. Молодые тектонические деформации в пределах СВ зон проявляются на участках пересечения с тектоническими зонами северо-западного простираения, при этом своеобразным признаком молодости при прочих равных условиях является наличие крупноглыбового коллювия.

- [1] Молнар П., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Демьянович М.Г., Борисов Б.А., Вашилов Ю.Я. Деформации и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе // Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона. Новосибирск: Наука, 1995. С. 3–55.
- [2] Уфимцев Г.Ф. Сводово-глыбовый или гобийский новейший орогенез // Литосфера. 2008. № 3. С. 14–25.
- [3] Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника. 1965. № 4. С. 3–14.
- [4] Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др. Сильные землетрясения. Палеосейсмогеологические и макросейсмические данные // Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука, 1985. С. 19–83.

ГЕНЕЗИС БЕССТОЧНЫХ ВПАДИН МАНГЫШЛАКА И УСТИЮРТА

В.И. Попков

*Кубанский государственный университет,
Краснодар, geoskubsu@mail.ru*

Одной из характерных особенностей рельефа Арало-Каспийского региона является развитие многочисленных бессточных впадин. Их размеры и глубина колеблются в широких пределах. Здесь можно встретить как небольшие блюдцеобразные понижения в рельефе глубиной в несколько метров, так и более крупные котловины площадью в десятки квадратных километров и глубиной более 200 м. Наиболее грандиозной является Карагинская впадина, располагающаяся в пределах Южно-Мангышлакского плато. Ее площадь свыше 1500 км², а превышение восточного борта над днищем достигает 230 м. Минимальная отметка находится в районе сора Батыр и составляет –132 м ниже уровня Мирового океана.

Сведения о бессточных впадинах Закаспия появились в российской научной литературе более 90 лет назад. Пожалуй, первой работой, в которой ставится вопрос о закономерностях их размещения, является публикация М.В. Баярунаса 1917 г., в которой говорится: «Все значительных размеров впадины расположены по линиям определенного направления, что как будто бы указывает на связь их с тектоническими направлениями Каратау» [1, с. 42].

В последующие десятилетия проблема происхождения бессточных впадин затрагивалась в публикациях многих исследователей [2–11 и др.]. Были предложены различные точки зрения по данному вопросу. В качестве основных и наиболее аргументированных можно назвать следующие модели.

1. Взаимосвязь с тектоническими деформациями, приведшими к нарушению сплошности бронирующего неогенового покрова, с последующим образованием обращенного рельефа [1, 5, 6 и др.].

2. Суффозионно-карстовый генезис [2, 9 и др.].

3. Эрозионная деятельность древних рек [6].

4. Гидродинамическая модель [4], связывающая образование впадин с восходящими потоками глубинных напорных вод, взламывающих карбонатную «броню» неогена.

Эти и другие модели формирования бессточных впадин детально проанализированы в недавних работах [8, 11]. При этом каждый из авторов отдает предпочтение собственным воззрениям на данную проблему и считает ее практически решенной. Тем не менее приходится констатировать, что, как и полвека назад, «к настоящему времени связь крупных впадин с геологическими структурами уже не вызывает сомнения, хотя имеются значительные расхождения в вопросе о том, на каких именно структурах они формируются... Не меньше разногласий вызывает вопрос о том, какой экзогенный рельефообразующий фактор был основным в формировании бессточных котловин» [5, с. 134]. С появлением новых геологических данных наши знания и представления о происхождении этих уникальных геологических объектов будут расширяться и, возможно, изменяться. В связи с этим остановимся на некоторых интереснейших геологических фактах, которые ранее не были известны.

В пределах впадины Карагие в середине прошлого века были открыты крупные ураново-редкометалльные месторождения, находившиеся в разработке несколько десятилетий. Вследствие этого многие фактические данные по геологии этого района были малоизвестны широкой геологической общественности. В 1992 г. на одном из карьеров произошло оползание его борта на расстояние около 400 м. Выяснением причины случившегося занимались многие специалисты. В качестве консультанта был приглашен и автор. При изучении геологии карьера нами были обнаружены погребенные эрозионные врезы в глинах майкопской серии (олигоцен–нижний миоцен), выполненные грубыми обломками отложений неогена и оказавшиеся обнаженными в результате вскрышных работ, сейсмостектонические деформации, известные в

северных районах впадины и детально нами изученные (Ушкуюнские и Узунбасские дислокации), многочисленные листрические сбросы.

Наиболее интересным явилось обнаружение в одном из бортов карьера мощного глиняного диапира размером в десятки метров. Свод его был вскрыт в результате выработки предшествующего яруса, а бок был обнажен роторным экскаватором. По своему виду он напоминал гигантское яйцо с блестящей не успевшей еще подвергнуться выветриванию поверхностью. Сложен он, как и вмещающие породы, майкопскими глинами. Глины деструктурированы, комковатые, в то время как вмещающие имеют тонкую слоистость. Поверхность диапира разбита полигональной системой трещин, не выходящих за его пределы. Граница с вмещающими породами очень четкая. С внешней стороны диапира выделяется зона тектонического контакта шириной в несколько метров. Породы перемяты. Встречаются многочисленные зеркала скольжения, трещины, выполненные гипсом и кальцитом, не проникающими в диапир.

Таким образом, в образовании бессточных впадин, наряду с вышеперечисленными факторами, на начальных этапах их развития важную роль могли сыграть и сейсмотектонические процессы, а также глиняный диапиризм, приводящие к потере прочности бронирующих карбонатно-терригенных толщ неогена в результате их растрескивания и взламывания. Примечательно, что в районе сора Батыр (наиболее глубокая часть Карагинской впадины) известны небольшие грязевые грифоны.

Работа выполнена в рамках проектов 2.1.1/3385 «Развитие научного потенциала высшей школы (2009–2010 гг.)», РФФИ: 08-05-00342-а, 09-05-96502-р_юг_а.

- [1] Баярунас М.В. Безотточные впадины Южного Мангышлака // Изв. Рос. геогр. о-ва. 1917. № 53. С. 1–44.
- [2] Волчегурский Л.Ф. О структурном положении и генезисе бессточных впадин Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1958. Т. 33. Вып. 6. С. 109–117.
- [3] Геллер С.Ю. К вопросу о происхождении бессточных впадин // Пробл. физ. географии. 1937. Вып. 5. С. 151–159.
- [4] Иванчук П.П. О роли напорных вод в разрушении сводов платформенных поднятий западной части Средней Азии в неогеновую эпоху // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39. Вып. 1. С. 132–145.
- [5] Клейнер Ю.М. Новые данные о происхождении бессточных впадин // Докл. АН СССР. 1962. Т. 147, № 2. С. 434–437.
- [6] Личков Б.Л. Об ископаемых реках и безотточных впадинах // Зап. Киевского о-ва естествоиспытателей. 1927. № 27. Вып. 2. С. 49–72.
- [7] Попков В.И., Праздников А.В., Тимурзиев А.И. Новейшая разломная тектоника Мангышлака // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 2. С. 423–425.
- [8] Шарков А.А. О генезисе бессточной впадины Карагие Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 2. С. 26–39.
- [9] Шлезингер А.Е., Плещеев И.С. История формирования рельефа Мангышлака и связь его с основными структурами // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 34. Вып. 3. С. 61–74.
- [10] Шолохов В.В. Бессточные впадины и денудационные депрессии и их связь с геологическими структурами // Тр. НИЛнефтегаза. 1964. Вып. 12. С. 157–160.
- [11] Шолохов В.В. О происхождении бессточных впадин Южного Мангышлака // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 5. С. 57–66.

КОЛЛИЗИОННЫЕ СТРУКТУРЫ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ КАВКАЗА И ВОСТОЧНО-ЧЕРНОМОРСКОЙ ПЛИТЫ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В РЕЛЬЕФЕ

В.И. Попков

*Кубанский государственный университет,
Краснодар, geoskubsu@mail.ru*

Формирование современной морфоструктуры Западного Кавказа и сопредельных районов происходит в условиях латерального сжатия. Выделяемые морфоструктурные районы отвечают различным стадиям развития («зрелости») его рельефа. При движении на юго-восток, с обнажением все более древних структурных этажей в ядре мегаантиклинория, они выстраиваются в закономерный эволюционный ряд, отражающий интенсивность проявления рельефообразующих тектонических движений [6]. Так, прямые морфоструктуры брахиантиклинальных поднятий Таманского района иллюстрируют ранние этапы орогенеза, однако уже в восточной его части можно наблюдать начальную стадию инверсии рельефа. При дальнейшем движении к востоку начинают преобладать инверсионные и смещенные складчатые и складчато-надвиговые морфоструктуры, занимающие зону осевого поднятия и перехватывающие на себя водораздел, а прямые морфоструктуры сохраняются эпизодически лишь благодаря бронирующим литологическим комплексам. На крайнем юго-востоке в условиях мощнейшего тангенциального стресса получают максимальное распространение складчато-надвиговые, преимущественно бескорневые морфоструктуры, сильно преобразованные в ходе длительной эволюции. Продольная зональность морфоструктур Западного Кавказа осложнена поперечными тектоническими ступенями, нарушающими их целостность. В ряде случаев тектонические ступени определяют границы морфоструктурных районов, дробя их на части, отличающиеся высотой неотектонического поднятия и вергентностью складчато-надвиговых структур.

Непосредственно в зоне взаимодействия Восточно-Черноморской плиты и складчато-орогенных сооружений Кавказа выделяется три тектонических зоны: Керченско-Таманский, Туапсинский прогибы и разделяющий их Анапский выступ. В пределах первого прогиба широко развита эшелонированная система складчато-надвиговых дислокаций антикавказского простирания, представляющих собой морское продолжение антиклинальных зон Таманского полуострова. Формирование и пространственное расположение складок юго-восточной вергентности контролируются региональными надвигами, в результате чего антиклинали имеют асимметричное строение. Максимально дислоцированы породы во фронтальных частях надвигов, вследствие чего сейсмическая запись становится хаотической, трассирование отражений затрудняется [1, 2]. В межантиклинальных зонах слои имеют пологоволнистое залегание. При приближении к береговой линии и далее на суше простирание акваториальных антиклинальных зон меняется на общекавказское. Антиклинальные зоны Таманского полуострова, как известно, несут в себе грязевые вулканы, генетически связанные с региональными надвигами [3–5].

В пределах большей части Анапского выступа майкопские отложения уничтожены эрозией. Дислокации, развитые в палеоцен-эоценовых и меловых отложениях, не имеют явной чешуйчато-надвиговой природы и ярко выраженной вергентности. Контролирующие их надвиги и взбросы часто У-образного, иногда «ветвящегося» вида, в результате их плоскости сходятся с увеличением глубины, образуя клинообразные формы. Поверхности основных надвигов выполаживаются с глубиной. Располагающийся восточнее Туапсинский прогиб резко асимметричен, выполнен на большей части складчато-надвиговыми дислокациями. Простирание их типично кавказское. Вергентность юго-юго-западная, как и у структур Новороссийско-Лазаревского синклинория на суше. Морфология их схожа с Керченско-Таманскими дислокациями. В пределах южных зон прогиба домайкопские отложения не дислоцированы и моноклинально погружаются под более северные аллохтонные структуры. По мере приближения к Новороссийско-Лазаревскому синклинорию в складчатость вовлекаются также меловые и палеоцен-эоценовые отложения. Складчато-надвиговые дислокации находят отчетливое отображение в рельефе морского дна.

Таким образом, имеющиеся материалы свидетельствуют о формировании современной структуры зоны сочленения Восточно-Черноморской плиты и складчато-орогенных сооружений Кавказа в коллизионной обстановке. При этом складчато-надвиговые структуры Туапсинского прогиба и смежных районов суши развиваются в результате поддвига морского продолжения Закавказской плиты под Кавказ. Формирование структур Керченско-Таманского прогиба и Анапского выступа можно объяснить присутствием сдвиговых позднеплиоценовых перемещений в области Северо-Западного Кавказа. Возможно, это связано с «косым» движением в северо-северо-западном направлении Восточно-Черноморской плиты. Объяснение условий образования складчатых структур Керченско-Таманского и Туапсинского прогибов за счет процессов глиняного диапиризма, которое в 70–80-е гг. прошлого столетия разделялось большинством геологов, оказалось непродуктивным.

Изложенные представления об особенностях строения и формирования основных структурных элементов рассмотренного региона позволяют внести коррективы в оценку перспектив его нефтегазоносности, определить возможные типы ловушек и направление дальнейших геолого-геофизических исследований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ: гранты 08-05-00342-а; 09-05-96502-р_юг_а, и проекта «Развитие научного потенциала высшей школы» № 2.1.1/3385.

- [1] Исмагилов Д.Ф., Козлов В.Н., Попков В.И., Терехов А.А. Генезис нефтегазоносных структур Таманского полуострова и прилегающей акватории Черного моря // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. Нефтегазовая геология в XXI веке: Материалы V международной конференции. М: МГУ, 2001. Ч. I. С. 167–169.
- [2] Исмагилов Д.Ф., Козлов В.Н., Попков В.И., Терехов А.А. Геологическое строение Керченско-Таманского шельфа. Ставрополь: СевКавГТУ, 2002. 75 с.
- [3] Попков В.И. Геодинамическая обстановка грязевого вулканизма и глиняного диапиризма (на примере Крымско-Кавказской области) // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Четвертый международный симпозиум. Бишкек, 2008. С. 93–100.
- [4] Попков В.И. Коллизионная тектоника Северо-Западного Кавказа // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. С. 279–282.
- [5] Попков В.И. Складчато-надвиговые дислокации Таманского шельфа как индикатор геодинамической обстановки замыкания Северо-Западного Кавказа // 7-я Международная конференция по тектонике литосферных плит им. Л.П. Зоненшайна. М.: Научный мир, 2001. С. 395–398.
- [6] Попков В.И., Трихунков Я.И. Морфоструктуры Северо-Западного Кавказа // Нефть и газ юга России, Черного, Азовского и Каспийского морей – 2008. Тезисы докладов 5-й Международной конференции по проблеме нефтегазоносности Черного, Азовского и Каспийского морей. Геленджик: ГНЦ ФГУГП «Южморгеология», 2008. С. 92–94.

О ГЕНЕЗИСЕ И ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ ГОР-ЛАККОЛИТОВ КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

В.И. Попков¹, И.Г. Сазонов², Д.А. Коллеганова²

¹*Кубанский государственный университет, Краснодар,*

²*Северо-Кавказский государственный технический университет, geoskubsu@mail.ru*

Одной из отличительных особенностей геологического строения Минераловодского выступа, входящего в состав Транскавказской зоны поднятий, является кайнозойский магматизм, проявивший себя в караганско-сарматское время. Тогда в результате четырех актов внедрения возникли все лакколиты Пятигорья, образовавшие мощные горные поднятия Бештау, Змейка, Машук и другие [2]. Последующая денудация привела к тому, что многие бывшие криптолакколиты лишились осадочного покрова и превратились в лакколиты с обнаженным

магматическим ядром. Сомнения высказывались лишь в отношении массива Бештау, где признавалось открытое излияние магмы на поверхность и формирование в привершинной части экструзивного купола. Некоторые исследователи, придерживающиеся вышеизложенных взглядов на формирование гор-лакколитов Пятигорья, высказывали, тем не менее, некоторые сомнения и приводили факты, не укладывающиеся в признанную схему. Например, отмечалось несоответствие между практическим отсутствием делювия у подножия гор-лакколитов и предполагаемой толщиной денудированных пород на их вершинах и склонах [1].

Проведенные нами исследования свидетельствуют о том, что заключительный этап тектонического развития Минераловодского выступа был существенно иным, чем принято считать. Действительно, датировки абсолютного возраста магматических пород указывают на то, что именно в караганско-сарматское время произошло внедрение магматических диапиров, сформировавших, вероятно, горные поднятия, но не такие высокие, как ныне. Магматические ядра большинства из них находились гораздо глубже и перекрывались осадочными породами толщиной в сотни метров, денудация которых началась не позднее караганского времени.

К началу четвертичного времени осадочный покров был денудирован, часть магматических ядер обнажилась на дневной поверхности и они представляли собой магматические останцовые возвышенности на фоне относительно слабонаклоненной Предкавказской равнины. Территория Минераловодского выступа гипсометрически слабо отличалась от прилежащих районов, а поверхности отдельных гор-лакколитов были сnivelированы вровень с окружающей местностью. На современных вершинах и склонах гор Лысая, Машук, Золотой Курган и др. обнаружена речная галька гранитов и липаритов раннемелового и позднеюрского возраста. В коренном залегании эти породы находятся в районе Медовых водопадов на реке Аликоновка – притоке Подкумка. Такая же галька встречается в современных пойменных отложениях и в отложениях нижних (молодых) аллювиальных террас реки Подкумок.

Нахождение этой гальки на вершинах и склонах лакколитов свидетельствует не только о том, что поверхности этих гор совпадали по уровню с аллювиальной равниной, но и о том, что воздымание самих гор было локальным и очень молодым, послеледниковым. Эта же галька трассирует покинутую долину Подкумка, пересекающую гору Лысую по ее юго-восточному «плечу» на высоте порядка 300 м над современным руслом. Здесь в старом русле обнаружены эрозионные террасы, вырезанные в кампанских известняках, карстовые поноры со следами мощных струйных потоков, сформировавшиеся в русле реки и в результате подземного перетока. В месте огибания древним руслом горы Лысой, на высотах 300 – 400 м над подножьем, нами обнаружены многочисленные обломки необожженной керамики, свидетельствующей о наличии здесь древнего поселения, явно когда-то расположенного на террасе реки Подкумок.

Подобная ситуация с террасами Подкумка сложилась и на горе Машук, где левый борт речной долины лишен террас. Следы речной долины обнаружены на «горячем» склоне горы Машук, сложенном травертинами. Здесь в основании так называемой «армянской террасы» над травертинами найдена липаритовая галька. Таким же образом исчезают террасы реки Суркуль у подножия горы Кинжал, хотя ниже и выше по течению их насчитывается до 6 – 7 и легко можно проследить их общие уровни. Кстати, на горе Кинжал также обнаружены следы древнего поселения, найдены чосеры (каменные топоры) – уникальная находка для Северного Кавказа, и опять – далеко и высоко от воды.

И это не единичные примеры подобного рода. Все они свидетельствуют о мощном локальном воздымании тел лакколитов в четвертичное время. Причина этого явления недостаточно ясна. Возможно, что воздымание связано с последней тектономагматической активизацией Эльбрусской тектонической линии, отмеченной на Эльбрусе лавовыми извержениями, возраст последних из которых оценивается в 5.0–2.5 тыс. лет. К этому времени следует отнести и последнее значительное воздымание гор-лакколитов, по крайней мере формирование их современного облика. Магматические ядра лакколитов находились в твердом состоянии, подхлывшая с глубины магма выталкивала их к поверхности как пробки в виде протрузий, местами разламывая и дробя, но на поверхность в большинстве случаев не вырывалась. Исключением может явиться гора Бештау, где найден образец обсидиана с типичной витрофильной структурой.

О значительных вертикальных подвижках именно в консолидированном состоянии магматических тел, слагающих горы-лакколиты, говорят следующие факты: субвертикальное положение зеркал скольжения в трещинах, рассекающих магматические тела; заполнение крупных разломных зон остроугольными обломками липаритов с их последующей цементацией железистым цементом, явно более позднего гидротермального происхождения; отсутствие в современных контактах магматических ядер и вмещающих осадочных пород следов термально-контактных изменений. Настоящий горячий контакт магматических пород и верхнемеловых известняков установлен в кровельной части Бештаугорского магматического диапира, где он в силу как раз кровельного положения воздымался вместе с магматическими породами.

Подтверждением современных тектономагматических событий являются также чрезвычайно высокий тепловой поток, гидротермальная активность района Кавказских Минеральных Вод с многочисленными естественными источниками горячих подземных вод, выносящих глубинные компоненты, и его высокая сейсмичность.

Таким образом, геоморфологические и геологические особенности строения современных гор-лакколитов Пятигорья свидетельствуют об очень юном (последнедином) возрасте и протрузивном механизме их образования.

Работа выполнена в рамках проектов 2.1.1/3385 «Развитие научного потенциала высшей школы (2009–2010 гг.)», РФФИ: 08-05-00342-а, 09-05-96502-р_юг_а.

[1] Сафронов И.Н. Проблемы геоморфологии Северного Кавказа и поиски полезных ископаемых.

Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета, 1983. 134 с.

[2] Соболев Н.Д., Лебедев-Зиновьев А.А., Назарова А.С. и др. Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных Вод. М: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1959. 148 с.

ИЗМЕНЕНИЕ СТОКА НАНОСОВ ОСНОВНЫХ ПРИТОКОВ ОЗЕРА БАЙКАЛ В XX –XXI СТОЛЕТИЯХ

Т.Г. Потёмкина

*Лимнологический институт СО РАН,
Иркутск, tat_pot@lin.irk.ru*

В последние десятилетия в развитии геоморфологических исследований усиливается роль динамической составляющей, отражая стремление исследователей глубже проникнуть в суть процессов рельефообразования, в законы, управляющие транспортировкой вещества и его агентов. Кроме того, эта тематика все шире выходит за границы флювиальной геоморфологии и обретает геоэкологический и социально-экономический характер.

Одним из природных компонентов, влияющих на берегоформирующие процессы и рельеф береговой зоны Байкала, является речной сток – важнейший источник поступления наносов, который, кроме того, достаточно точно и объективно отражает природно-антропогенные изменения в бассейне озера. Определение тенденций, выяснение роли природных и антропогенных факторов и их взаимосвязи в формировании твердого стока притоков Байкала обеспечивают обоснованный подход к пониманию процессов морфолитодинамики береговой зоны озера.

Основные притоки – Селенга, Верхняя Ангара, Баргузин – самые крупные по протяженности, стоку воды и наносов, находятся на восточном побережье озера и входят в состав так называемого большого бассейна Байкала. Он связан с водоемом только через устья этих рек. Притоки Утулик и Хара-Мурин входят в состав малого бассейна, который

представляет собой узкую полосу прилегающего побережья и обращенную к Байкалу поверхность окружающих хребтов. Общим для большей части притоков малого бассейна Байкала является то, что это горные реки с крутыми уклонами, берущие начало на склонах хребтов.

Анализ динамики годового стока воды и наносов на исследуемых реках в XX в. – начале XXI в. выявил тенденции снижения объемов поступления речного материала в береговую зону озера. В динамике годового хода наносов на основных притоках оз. Байкал четко выделяются два интервала. В первый интервал (до середины 70-х и начала 80-х годов) на притоках большого бассейна динамика стока наносов определялась гидроклиматическими флуктуациями, т.е. колебания стока наносов в основном были синхронны колебаниям стока воды, на что указывают весьма высокие коэффициенты корреляции (50–80 %). В последующие годы (во втором интервале) отмечается нисходящая тенденция изменения объемов взвешенных наносов, поступающих в береговую зону озера, на фоне повышенной водности рек. Сток речных наносов сократился за второй интервал на 48–71 %. Причиной такого снижения явилось антропогенное воздействие на ландшафты в бассейнах рек Селенга и Баргузин. Здесь в силу социально-экономических процессов произошло «свертывание» сельскохозяйственного производства, что способствовало уменьшению интенсивности эрозии и, следовательно, снижению объемов взвешенных наносов рек. Однако на Селенге на протяжении второго интервала влияние гидроклиматического фактора на сток наносов оставалось еще значительным, коэффициент корреляции – 68 %. К резкому сокращению (на 71 %) объемов наносов на Верхней Ангаре в середине 70-х годов привело сочетание как хозяйственных, так и природных условий. В результате на реке во втором интервале установился иной режим стока наносов.

Притоки малого бассейна озера Утулик и Хара-Мурин отличаются отсутствием корреляции между стоком воды и наносов. Преобладающим источником питания этих рек является дождевой сток, который способствует возникновению селей различной интенсивности и, следовательно, увеличению объемов выноса речных наносов в озеро. Отсутствие вот уже почти 40 лет катастрофических селей послужило причиной снижения объемов взвешенных наносов в реках Утулик и Хара-Мурин. Скопившийся за это время в бассейнах рек денудационный материал при определенных гидрометеорологических ситуациях способен сформировать катастрофические сели, что приведет к увеличению объемов выноса речных наносов в Байкал. Первостепенное значение в тенденции снижения наносов на этих реках принадлежит природным условиям.

Изменения в сезонном распределении наносов заключаются в том, что в целом в многолетнем плане на притоках большого бассейна озера произошло увеличение сезонного стока в весенне-зимний период и его понижение в летние месяцы.

Таким образом, с середины 70-х годов XX столетия на основных притоках озера Байкал фиксируется снижение объемов взвешенных наносов. Такая тенденция обусловлена геолого-геоморфологическими, гидроклиматическими и антропогенными факторами, которые в разных районах бассейна озера имеют свои особенности. В связи со снижением объемов взвешенных наносов следует ожидать усиления русловых деформаций в реках, а также и активизации абразии берегов Байкала. Однако эти явления будут иметь место, пока не будет достигнуто динамическое равновесие между стоком наносов, русловыми и береговыми процессами.

РАЗВИТИЕ ЭРОЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ В МАЛОМ РЕЧНОМ БАССЕЙНЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ В XX ВЕКЕ

Ю.В. Рыжов, Д.В. Кобылкин

*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН,
Иркутск, ryv@irigs.irk.ru*

Воздействие человека на окружающую среду (распашка земель, вырубка лесов, выпас скота, строительство линейных сооружений) ведет к активизации экзогенных процессов. В условиях резко континентального климата, горно-котловинного расчлененного рельефа на освоенных территориях Прибайкалья ведущими современными геоморфологическими процессами являются эрозионные и эоловые. Их активизация в значительной степени связана с хозяйственной деятельностью человека.

Рассмотрим развитие эрозионно-аккумулятивных процессов на примере бассейна р. Еловки. Река Еловка (левый приток р. Иркут) имеет площадь водосбора 64 км^2 и протекает по одноименному отрогу между Тункинской и Торской котловинами. Густота эрозионного расчленения на водосборе составляет 1.56 км/км^2 , из них 1.00 км/км^2 приходится на овражно-балочную сеть, на постоянные водотоки – 0.56 км/км^2 , глубина расчленения 200 м, средний уклон р. Еловки 1.84 %. Пашни в 1961 г. занимали 28 % площади водосбора, преимущественно в его центральной и нижней частях.

Для изучения динамики землепользования и эрозионно-аккумулятивных процессов применялись: 1) разновременные топографические карты масштаба 1:10000, 1:84000, 1:25000 1896, 1914, 1961 гг.; 2) аэрофотоснимки 1937, 1961 и 1986 гг. масштаба 1:18000–1:50000; 3) материалы земельного кадастра 1986 г.; 4) результаты многолетних полевых наблюдений за эрозионными процессами 1985–2009 гг.; 5) дендрохронологический, радиоизотопные (радиоуглеродный, цезиевый) методы.

Хозяйственное освоение Тункинской котловины началось со второй половины XVII в. строительством Тункинского острога на берегу р. Иркут. Бассейн р. Еловки начал осваиваться русскими начиная со второй половины XVIII в. Первоначально распахивались земли западнее с. Еловка на Ахалик-Еловском базальтовом плато и вблизи села. В 1894 г. пашни занимали в центральной и южной частях бассейна 36 % площади водосбора. Наибольший рост площадей обрабатываемых земель отмечался за период с 1914 по 1937 г. (с 39 до 59 %) и связан с применением машинной обработки земли и объединением небольших полей. В дальнейшем доля пашни неуклонно снижалась. Одной из основных причин сокращения площадей пашни были эрозионные процессы. На обрабатываемых землях с уклонами более 5° за 50–100 лет почвы стали слабо-, средне- и сильносмытыми, образовалось много промоин и оврагов. Смыв и размыв, снижение плодородия почв обусловили перевод части пашни в залежи и пастбища. На части бывших обрабатываемых земель в конце 80-х годов прошлого века были проведены посадки сосны, на других сейчас происходит естественное восстановление лесов.

По модифицированному унифицированному универсальному уравнению эрозии рассчитан суммарный потенциальный смыв почв с обрабатываемых земель по материалам землеустройства 1986 г. Он составлял 15500 т/год ($859 \text{ т/км}^2 \text{ год}$). Преобладание вогнутых склонов обуславливало накопление более 90 % смытых почв на пашне и контакте пахотных угодий с лесными землями и пастбищами. Мощность делювиальных отложений в верховьях балок и падей достигает 0.8 м.

На водосборе р. Еловки насчитывается 70 оврагов (24 донных и 46 склоновых). Средняя плотность форм размыва составляет 1.09 ед./км^2 , густота расчленения 0.19 км/км^2 , суммарная длина и объем соответственно 12 км и 80.6 тыс. м^3 . Преобладают короткие (до 200 м) овраги глубиной 1–3 м. Средняя величина модуля овражных выносов для склоновых форм размыва равна $3.60 \text{ м}^3/\text{км}^2 \text{ год}$, для донных – $5.18 \text{ м}^3/\text{км}^2 \text{ год}$, суммарная – $8.68 \text{ м}^3/\text{км}^2 \text{ год}$. По отдельным небольшим водосборам она варьировалась от 0.1 до $160 \text{ т/км}^2/\text{год}$. Основная масса овражных наносов отлагается на склонах и пойме рек в виде шлейфов и конусов выноса мощностью 0.5–4.0 м.

За 70 лет (1937–2007 гг.) в бассейне р. Еловки сократились посевные площади, восстановились коренные сосновые с лиственницей леса, что привело к снижению темпов эрозионно-аккумулятивных процессов. Так, прирост одного донного оврага в вершине постепенно сокращался: 0.85 м/год (1937–1989 гг.), 0.65 м/год (1985–1991 гг.), 0.07 м (1991–2005 гг.). Различия в скорости регрессивной эрозии связаны с изменением в землепользовании и саморазвитием оврага. Если в 1937 г. все отвершки оврага были активны, то в 2007 г. в их днищах росли деревья, склоны были закреплены растительностью. Темпы аккумуляции на конусе выноса оврага также существенно менялись во времени. В 2005 г. в нижней его части с глубины 33–35 см был отобран и датирован радиоуглеродным методом горизонт гумусированной супеси. Календарный возраст ее определен 1957–1958 гг. (ЛУ–5569), а средние темпы аккумуляции почти за полвека составляли 6.9 мм/год. В центральной части конуса выноса корневая шейка ивы была погребена в 1989 г. на глубину 75 см, а средняя величина аккумуляции, учитывая возраст дерева 50 лет, была 15 мм/год. В последние 20 лет вынос отложений из оврага сильно сократился, конус выноса зарос луговой растительностью и отдельными деревьями, началось формирование почвы.

В развитии эрозионно-аккумулятивных процессов в бассейне р. Еловки в XX в. выделено пять периодов (этапов):

1. Постепенный рост площади обрабатываемых земель в 1896–1930 гг. Появление небольших участков смытых почв и оврагов. Эрозионно-аккумулятивные процессы проявляются слабо, преимущественно вблизи д. Еловка.

2. Первый этап активизации эрозионно-аккумулятивных процессов (30–40-е годы XX в.) обусловлен резким ростом площадей пашни, применением машинной обработки земли, объединением земельных наделов в большие поля, выпадением сильных ливней и обильных дождей. Результат – смыв почв на обрабатываемых землях, появление новых оврагов.

3. Период относительной стабилизации эрозии и аккумуляции (50–70-е годы прошлого столетия). Применение противоэрозионных мероприятий, перевод части эродированных пашен в залежи, пастбища на фоне снижения количества и интенсивности осадков обусловили снижение темпов эрозионно-аккумулятивных процессов. Формирование почвы на конусе выноса оврага – яркое тому подтверждение

4. В 80-е годы XX в. на фоне высокой хозяйственной активности (распашка новых участков земли, рост поголовья скота), выпадения обильных дождей и ливней отмечается второй этап активизации эрозионно-аккумулятивных процессов. В этот период образовалось 26 новых оврагов, часть существующих была омоложена [1].

5. С начала 90-х годов прошлого века наблюдается этап сокращения активности эрозионно-аккумулятивных процессов, связанный с экономическими реформами. Резкое сокращение площадей обрабатываемых земель, поголовья скота, естественное и искусственное лесовосстановление способствовали стабилизации вершин оврагов, снижению темпов смыва на пашне.

В целом, в динамике эрозионно-аккумулятивных процессов в XX в. в бассейне р. Еловки основная роль принадлежала изменениям в землепользовании (рост или сокращение площадей пашни), воздействие изменчивости природных условий (прежде всего гидроклиматических) накладывалось на эти изменения, усиливая или ослабляя темпы смыва, размыва, аккумуляции.

[1] Рыжов Ю.В. Овражная эрозия в межгорных котловинах Юго-Западного Прибайкалья // Геоморфология. 1998. № 3. С. 68–73.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ)

П.Ю. Савельева, А.А. Мистрюков

*Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск,
poli@igm.nsc.ru, amistr@igm.nsc.ru*

Основной целью проводимых работ было выявление геолого-геоморфологической истории развития района Чуйской впадины для изучения эволюции природной среды с позднего плейстоцена до наших дней на основе анализа четвертичных отложений и геоморфологического картирования.

Основным помощником при геолого-геоморфологических исследованиях в современном мире становится метод дистанционного зондирования. Для проведения среднемасштабного геоморфологического картографирования района применялся снимок Landsat, дешифрирование которого позволило провести детальный анализ рельефа района, выделить границы элементарных поверхностей и определить возрастные генерации элементов мезорельефа. Также использовался снимок высокого разрешения QuickBird и крупномасштабные аэрофотоснимки для составления детальных геоморфологических карт и схем на отдельные участки района, где хорошо проявлены элементы микрорельефа (моренные гряды, межморенные понижения, бугры пучения, термокарстовые котловины, эрозионные рытвины, ложбины стока и невысокие (до 3–4 м террасы различного генезиса). В ходе проведенных исследований авторами собрано большое количество фактического материала как при проведении полевых работ, так и при дешифрировании материалов дистанционного зондирования, построена геоморфологическая карта в электронном виде, по детальности соответствующая масштабу 1 : 100 000.

Чуйская межгорная впадина расположена в юго-восточной части Горного Алтая и является самой крупной впадиной в данном регионе. Она окружена серией хребтов: на западе – хребтом Чихачёва, на севере – Курайским хребтом, на юге – Южно-Чуйским хребтом и на юго-западе – Северо-Чуйским хребтом. Абсолютные отметки в центральной части впадины составляют 1750–1850 м, увеличиваясь к периферии до 2000 м, в северной части они увеличиваются до 2150 м, на юге высоты достигают 2800 м. Протяженность впадины около 70 км, ширина достигает 40 км. Территория впадины довольно сильно расчленена рекой Чуя и ее часто пересыхающими притоками: Кызылшин, Юстыт – на востоке, Елангаш, Себустей, Ирбисту, Кокозек, Тархата, Чаган-Бургазы, Чаган-Узун – в северо-западной части района.

Поверхность Чуйской впадины в юго-восточной части представляет собой равнину с плоским дном, сложенную преимущественно валунно-галечными озёрно-флювиогляциальными отложениями, местами перекрытыми маломощной пачкой алевритов. В зонах островной мерзлоты рельеф осложнен буграми пучения в виде вытянутых мелких гряд и холмов. Неглубокие дефляционные котловины часто представлены солончаками. Понижения, где действуют небольшие ручьи, искусственные оросительные каналы, и пойма долины реки Чуя часто сильно задернованы и заболочены с большим количеством термокарстовых озёр. В долинах рек Бугузун, Юстыт, Бар-Бургазы хорошо развит комплекс эрозионно-аккумулятивных террас. В верховьях этих долин выделяются размытые моренные поля, частично перекрытые более молодыми флювиальными отложениями. Комплекс морен хорошо развит также в долине реки Кокоря. Предгорные участки равнины осложнены террасовыми уступами, небольшими долинами постоянных и временных водотоков с конусами выноса и шлейфами. Эта часть впадины в настоящее время наиболее активно подвергается постоянным дефляционным процессам.

Слабовхолмленный рельеф в северо-западной части равнины объясняется наличием хорошо развитого комплекса морен. На этом участке можно наблюдать как хорошо сохранившиеся увалисто-холмистые морены с конечными грядами, так и размытые поверхности морен. Склоны морен, как правило, крутые, формируются за счет эрозионного вреза мелких ручьев и рек, а характер их крутизны определен внутренним строением (глыбово-валунно-галечные миктиты, плотно сцементированные алевро-песчаным цементом). Однако

эти склоны очень сильно подвержены процессам денудации, поэтому у подножья склонов морен часто формируются коллювиальные осыпи, оплывы, оползни. Флювиогляциальные равнины и шлейфы расположены с внешней стороны конечных морен. Их поверхности сложены галечниками и валунами, вымытыми из морен. Эти морфологические элементы также подвергаются размыву, их поверхности часто осложнены более современными формами – пролювиально-делювиальными шлейфами и аллювиальными равнинами.

Особую группу составляют отроги хребтов, обрамляющие Чуйскую впадину, представляющие собой элементы расчлененного низкогорного и останцового рельефа. В областях влияния деятельности ледников на склонах, сложенных докайнозойскими отложениями, иногда можно наблюдать следы ледниковой экзарации (бараньи лбы), а также склоны с четко выраженными мелкими и более крупными террасами озёрно-ледникового происхождения. Террасовые уступы могут быть параллельны склону гривки (в виде ступеней) или слегка наклонны. На некоторых склонах выделяются уступы структурно обусловленного рельефа, ориентированные согласно отдельности и слоистости осадочных толщ. Поверхности уступов слабонаклонные, местами замкнутые коллювиально-делювиальными отложениями (щебень, дресва, отломы). Большая часть коренных пород подвергается активному выветриванию, поэтому эти поверхности представляют собой щетки остроугольных пластин. Привершинные части склонов могут иметь наибольшие углы наклона, либо, наоборот, водораздельные пространства имеют пологие углы наклона и носят ярко выраженный выровненный характер, местами частично или полностью перекрыты остатками коры выветривания. Склоны хребтов расчленены рытвинами, промоинами и небольшими оврагами. Выносимый с коренных склонов рыхлый обломочный материал скапливается в межгривных понижениях и седловинах либо осаждается в виде широких шлейфов и конусов выноса у подножья склонов.

В результате геоморфологических исследований выделены основные типы форм рельефа, их генетическая принадлежность, сделано детальное описание. Проведенный анализ построенной геоморфологической карты дает нам возможность реконструировать историю развития рельефа района в четвертичном периоде. Деградация последнего оледенения вызвала смену основных экзогенных рельефообразующих процессов в ледниковых долинах. В настоящее время зона аккумуляции сместилась в сторону современного оледенения. В верховьях ледниковых долин, в карах и цирках, по-прежнему преобладают процессы экзарации, морозного выветривания и нивации. В области дегляциации, где в настоящее время активизированы эрозионные, гравитационные, делювиальные, солифлюкционные процессы, рыхлый материал выносится водотоками с бортов ледниковых долин, и его основная часть затем переотлагается в самой впадине и за ее пределами.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЗЕРНЫХ ТЕРРАС ЕРАВНИНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

В.В. Савинова, М.И. Дергаусова

*Геологический институт СО РАН,
Улан-Удэ, kolom@gin.bscnet.ru*

В геоструктурном плане район исследований находится в пределах юго-западного и северо-восточного флангов Еравнинской впадины. Развитие террасового комплекса происходит в условиях длительного озерного режима на фоне высокой тектонической активности с общей тенденцией преобладающего опускания в период позднего миоцена – раннего плиоцена. Судя по малым мощностям осадков (5–8 м), они формировались в довольно глубоком, но не особенно широком водоеме в небольшом удалении от береговой полосы [1].

Плиоцен. На юго-западном фланге впадины в междуречье Погромки и Еравнинской по ключевым участкам II озерной террасы нами изучен разрез суглинисто-тонкопесчаных отложений, охарактеризованных спорово-пыльцевыми комплексами. Палинологические спектры содержат небольшое количество древесных пород за счет обогащения представителями травянисто-кустарничковой растительности. Значительна роль полыней. Присутствуют споры зеленых мхов, плаунков. Характерной особенностью флоры является большая доля пыльцы злаков и разнотравья, а также возрастающее количество мелколиственных пород – березы и ольхи. Из широколиственных разновидностей встречаются *Quercus*, *Alnus*, *Juglans*, *Corylus*, *Carpinus*. Исчезают такие широколиственные, как *Caragana*, *Castanea*, *Fagus*. Получают распространение хвойные, лиственно-хвойные леса с широколиственными породами [2, 3].

В прибортовой части северо-восточного фланга впадины в районе оз. Тулдун нижняя часть разреза II озерной террасы представлена сизовато-серой вязкой глиной миоценового возраста. Выше залегает пачка песчано-гравийных и тонкозернистых песчаных разностей, мощностью до 1.5–2.0 м. Здесь спорово-пыльцевой спектр характеризуется доминированием древесно-кустарниковых пород, среди которых хвойных до 40 %. Тсуга, пихта, сосна кедровая, сосна подрода *Harpoxylon* – флора переходного периода. Наступающее похолодание вызывает повышение увлажнения, но еще достаточно тепло, так как в спектре присутствуют пыльца дуба, вяза. Травянистая растительность мезофильного и гидромезофильного облика – *Turfaseae*. Леса смешанного типа. Березово-сосновые леса с кедром и примесью широколиственных пород (дуб, вяз) произрастали на южных склонах. Хвойные кедрово-сосновые леса с пихтой и тсугой занимали северные. Климатические условия были умеренными, достаточно влажными и теплыми. Подобные спорово-пыльцевые спектры получены повсеместно на территории Забайкалья и датированы плиоценом.

Плейстоцен. В междуречье Погромки и Еравнинской вскрыты горными выработками сероцветные песчаные отложения мощностью 2–4 м.

Спорово-пыльцевые комплексы указывают на доминирование голосеменных над покрытосеменными растениями. В основном это сосновые разновидности – сосна обыкновенная, сосна кедровая (сибирская). В небольшом количестве встречена пыльца лиственницы. Количество березы сократилось за счет повышения роли темнохвойных. Распространены были сосновые леса с темнохвойными породами, с ольховником в подлеске и злаковым разнотравьем. Спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о более существенных изменениях климата в сторону похолодания.

Из вышесказанного следует, что для нижних горизонтов разреза характерны растительные ассоциации, отражающие довольно теплые и достаточно влажные условия осадконакопления, соответствующие плиоценовому седиментогенезу. Плейстоценовые спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о наступлении похолодания в период формирования верхней сероцветной суглинисто-песчаной пачки.

[1] Базаров Д.Б., Антощенко-Оленев И.В., Резанов И.Н. и др. Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья и некоторых сопредельных районов // Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья: Тр. Геол. ин-та БФ СО АН СССР. Улан-Удэ, 1976. Вып. 8 (16). С. 5–70.

[2] Базаров Д.Б., Савинова В.В., Рассказов С.В. и др. О стратиграфии и палинокомплексах раннекайнозойских отложений Витимского плоскогорья // Морфоструктура и стратиграфия кайнозойских отложений Прибайкалья. Улан-Удэ, 1984. С. 67–88.

[3] Скобло В.М., Лямина Н.А. Мезозой и кайнозой Бурятии // Геология и полезные ископаемые Бурятии. Улан-Удэ, 1983. С. 127–136.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ТЕРЕХОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ (ТУВА) ПО ДАННЫМ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Е.В. Селезнева, А.В. Панин

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, seevgenia@gmail.com, andrey-panin@rambler.ru*

Терехольская впадина – одна из малых впадин байкальского типа [5], расположенная на юго-западной окраине Байкальской рифтовой зоны. С северо-запада впадина ограничена активным глубинным разломом, что подтверждают результаты GPS-мониторинга [4] и косвенные данные в виде разрывов тальвегов малых долин [3].

Как известно, тектонические движения обладают определенной ритмичностью, состоящей из циклов различной периодичности, которые проявляются в формах рельефа разного масштаба [2]. Целью исследования стала оценка новейших тектонических движений и выявление их роли в формировании поля высот дна котловины. Для района исследований отсутствуют данные бурения, а данные геофизики показывают неоднозначные результаты [1], поэтому главной задачей стало проведение морфометрического анализа и верификация полученных результатов.

На дне впадины по ландшафтно-геоморфологическим признакам различаются два района: юго-восточный и северо-западный. Юго-восточный район – относительно возвышенная, наклонная, занятая сухостепной растительностью поверхность аллювиально-пролювиальной аккумуляции. Северо-западный район представляет собой плоскую, местами залесенную равнину с интенсивной озерно-термокарстовой переработкой. В юго-западной части находится мелководное озеро Тере-Холь.

Ярко выраженные ландшафтные границы служат основанием для исследования поверхности дна впадины. Неоднородность современного поля высот дна котловины определяется неравномерностью основных рельефообразующих процессов – понижения поверхности за счет опускания тектонического фундамента дна и компенсации этого опускания процессами аккумуляции речными наносами. Это основное положение исследования формализовано в виде ряда альтернативных вариантов (гипотез) тектонического развития дна. Тестирование гипотез осуществлялось с помощью методов морфометрического анализа цифровых моделей рельефа. Основной используемой моделью была гидрологически корректная ЦМР, построенная по набору оцифрованных данных топографических карт. Отправное положение для морфометрического анализа гипотез – интенсивность аккумуляции на том или ином участке дна впадины прямо зависит от показателя транспортирующей способности рек, в качестве которого анализируется площадь водосбора, опирающегося на данный участок. Наиболее вероятна та гипотеза, для которой связь между величиной аккумуляции (А) и величиной водосборного бассейна (F) – максимальна. Для проведения корреляционного анализа дно котловины разделено на тестовые участки с учетом потенциального двухблокового строения и местных неоднородностей поля высот. Средние величины мощности аккумуляции для каждого участка были получены при вычитании моделей гипотетической тектонической структуры, лежащей в основании дна впадины, из ЦМР современного рельефа. По каждой гипотезе для рядов А и F подсчитаны коэффициенты ранговой корреляции Спирмена и произведена оценка значимости по критерию Стьюдента. Наивысшие значения корреляции и значимости показала гипотеза о равномерно опускающемся тектоническом основании дна котловины.

Дополнительная морфометрическая проверка состояла в анализе продольных профилей рек, построенных по ЦМР. Характерных деформаций в линиях профилей на границе предполагаемого блокораздела внутри дна котловины не было выявлено, но также не нашел своего отражения и реально существующий разлом в шовной зоне впадины, где активность новейших сбросовых движений доказывается самим существованием впадины. Очевидно, на последнем этапе развития впадины темпы аллювиальной аккумуляции превышают темпы тектонического проседания, а асимметричное строение водосборного бассейна приводит к неравномерному перераспределению обломочного материала в пределах дна котловины.

Оценка тектонических деформаций дна впадины более мелкого ранга проводилась по анализу высотного положения уровней озерных террас. Исследование основано на известном в геоморфологии принципе – анализе деформаций поверхностей с изначально известным положением. Исходными данными послужили высотные профили террас, радиально сходящиеся к озеру вдоль береговой линии, полученные в результате высокоточных (сантиметровых) полевых GPS-измерений. Выделено три террасовых уровня, для каждого из которых была подобрана плоскость аппроксимации. Оценка отклонений плоскостей террасовых уровней от горизонтального положения позволила выявить неравномерные деформации северо-западного и юго-восточного берегов озера: в масштабе первых тысяч лет северо-западный берег обнаружил относительное поднятие. Амплитуда перекося и возраст террас позволили оценить скорость относительного поднятия северо-западного берега озера величиной порядка 20 см за 1000 лет, или 0.2 мм/год. Подобный инверсионный для проседающего дна впадины характер развития может быть связан с воздыманием 400-метрового северо-западного борта впадины, в которое, по-видимому, вовлекается примыкающий край ее дна. Компенсация накапливающихся положительных деформаций может происходить в виде сбросовых (сбросо-сдвиговых) импульсов, сопровождающихся сейсмическими проявлениями. Так, следы не менее трех сильных землетрясений, произошедших за последние 1200 лет, были выявлены в результате изучения характера разрушения стен археологического памятника «Крепость Пор-Бажин» [3].

Таким образом, можно говорить о сложной хроноструктуре тектонических процессов на дне Терехольской впадины – равномерном погружении в масштабе времени $n \times (10^4 - 10^5)$ лет (время формирования основных аккумулятивных форм – конусов выноса и внутренних дельт) и относительном поднятии некоторых участков в последние 6–8 тыс. лет (время формирования озерных террас).

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 09-05-00351).

- [1] Кошурников А.В., Зыков Ю.Д., Панин А.В., Сизых Е.М., Петрухина Е.С., Константинов Е.А., Селезнева Е.В., Просунцов К.С., Алексютина Д.М. Изучение мерзлого основания археологического памятника «Крепость Пор-Бажин» (Тува) // Инженерные изыскания. 2008. № 6. С. 28–31.
- [2] Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Гостеолтехиздат, 1962. 392 с.
- [3] Окончательный отчет о научно-исследовательских работах по договору 01/19-04-07 «Комплексное географическое исследование района археологического памятника Крепость «Пор-Бажин» (Республика Тыва РФ)» / Под ред. А.В. Панина. М.: Географический факультет МГУ, 2008. 271 с.
- [4] Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Леви К.Г., Ашурков С.В., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж., Верноль М., Бехтур Б., Амаржаргал Ш. Современные движения земной коры Монголо-Сибирского региона по данным GPS-геодезии // ДАН. 2003. Т. 392, № 6. С. 792–795.
- [5] Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 257 с.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЛАНДШАФТЫ О. САРДИНИЯ (ИТАЛИЯ)

Т.М. Сковитина¹, Ф. Анджелелли²

¹*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, skovit@crust.irk.ru*

²*National Institute for the Protection and the Ambient Research (ISPRA),
Rome, francesco.angelelli@apat.it*

Сардиния является вторым по величине на Средиземноморье островом с общей площадью более 24 000 км² и одним из самых популярных в Италии мест для отдыха и туризма. Причин тому несколько – весьма удачное географическое положение острова, омываемого морями – Тирренским с востока и Сардинским с запада; мягкий субтропический климат со средней температурой 7–10° зимой и 24–26° летом; красивая и разнообразная природа; интересная археология и история; культура, архитектура и в целом неповторимая самобытность жителей Сардинии, уходящая корнями в далекое прошлое (жизненный уклад, традиции.) и мн. др. Но главным свойством острова, привлекающим сюда ежегодно тысячи туристов со всего мира, на наш взгляд, является многообразие и живописность морфологических ландшафтов.

Это многообразие определилось длительной геологической историей Сардинии-Корсиканского массива-микроплиты [1]. На острове распространены осадочные, магматические и метаморфические литологические комплексы, которые образовались в результате трех главных геологических событий в фанерозое:

а) в течение каледонского и герцинского орогенических циклов формировались породы палеозойского фундамента, которые подвергались нескольким фазам деформации и метаморфизма и затем были широко интродуцированы известково-щелочными гранитоидами;

б) в позднем палеозое и мезозое происходило накопление эпиконтинентальных платформенных осадочных толщ;

в) в кайнозое, включая четвертичный период, формировались вулканогенные (известково-щелочные и внутриплитные базальты) и осадочные (мелководные морские карбонаты, кремнекластические осадки, континентальные конгломераты) породы, которые перекрывали нижележащие толщи [2].

Рельеф центральной части острова преимущественно гористый. Это, как правило, горные хребты (цепочки хребтов) и массивы с невысокими средними отметками и с отдельными высокими вершинами (наивысшую – 1834 м – имеет г. Ла-Мармора, массив Дженнардженту в хребте Барбаджа). Горы Центральной Сардинии отделены низменностью Кампидано, расположенной в западной части острова, от горных массивов Иглезиенте и Сульчис на юго-западе.

Береговая линия острова составляет порядка 1800 км, и на всем протяжении это чередование живописных песчаных и каменистых пляжей, лагун, обрывистых скал с многочисленными гротами, пещерами и ущельями, причудливой формы утесов, обрамляющих небольшие уютные бухты и заливы, с многочисленными островками, которые вблизи северного побережья, например, образуют архипелаги Ла Маддалена и Капрера.

Разнообразие морфологических ландшафтов острова в целом и береговых в частности во многом также определяется литологическими особенностями субстрата. Северное побережье Сардинии (регион Галлура) – это так называемое царство гранитов. Здесь расположен всемирно известный Изумрудный берег (Коста Смеральда), изрезанный как небольшими, так и очень глубокими ущельями различных форм, находящимися в гранитных скалах, среди которых имеются небольшие пляжи с белым и почти розовым песком. Благодаря многовековым воздействиям совокупности процессов так называемого «средиземноморского» типа выветривания, в береговых гранитных скалах региона Галлура были созданы многочисленные и удивительные по своей многообразности, а порой и экстравагантности формы рельефа. Так, например, одной из главных достопримечательностей небольшого городка Арзакена является гранитная скала, по форме полностью оправдывающая свое название «Фунгу» – гриб, только в отличие от обычного весом в несколько тонн. Другой пример скала «Орсо» (медведь), расположенная на одноименном мысу, западнее г. Палау. Капо

дэ Орсо – это комплексный памятник природы, где помимо огромного «гранитного медведя» обитают также редкие виды птиц, рептилий и растений.

Юго-восточное побережье острова, омываемое Сардинским морем, также отличается морфологическим разнообразием. Здесь в первую очередь нужно отметить живописность эоловых ландшафтов Пицинаса и Пистиса, расположенных между мысами Пекора на юге и ди Фраска на севере. Комплекс дюн Пицинас состоит из эоловых песков голоценового возраста [3], покрывает площадь порядка 20 км², в некоторых местах дюны достигают 200-метровой высоты [2]. А дюна Пистис, расположенная вблизи дер. Торре Дей Корсаре, помимо окружающих ее природных прелестей – чистой воды Сардинского моря, чудесных пляжей, разнообразной флоры, является также одной из самых крупных дюн в Европе.

Вулканические образования (кислые и основные эффузивы олигоцен-миоценового возраста) занимают большую часть Северо-Западной Сардинии. Морфологические ландшафты здесь соответствующие – базальтовое плато в регионе Абассанта-Макомер, столовые горы в регионе Кампеда и т.д. К северу от Макомер располагается логудорская территория, которая сохранила следы вулканического прошлого, особенно между Романа и Керемуле. Вулканические ландшафты простираются вплоть до Англона, переходя в районе Сассари в обширную равнину с низкими округлыми холмами, которая заканчивается у моря изумительными высокими мысами [4].

Там, где преобладают известково-доломитовые формации, получили широкое развитие карстовые формы рельефа – провалы, воронки, каровые поля, гроты, пещеры и т.д., как, например, в районе залива Орозей на восточном побережье Сардинии [4].

Совокупность разнообразных морфологических ландшафтов, многочисленность объектов (участков выдающегося научного значения, не только по геологическим критериям, но также благодаря исторической археологической, культурной и экологической составляющим) позволили создать геоминеральный, исторический и природный парк Сардинии. Именно этот геопарк одним из первых в Европе получил официальный статус на международном симпозиуме ЮНЕСКО (Париж, 1997 г.).

В настоящее время геопарк представляет собой консорциум из 84 муниципалитетов Сардинии и многие ценные геологические и геоморфологические объекты (участки) находятся под его охраной.

- [1] Oggiano G., Di Pisa A. Introduction to the Sardinia geologic evolution // Guide-book to the field trips in Sardinia, WRI-10. – Rendiconti Facoltà di Scienze dell' Università di Cagliari, LXXI, 2. 2001. P. 5–11.
- [2] Marcello A., Pretti S., Valera P., Agus M., Boni M., Fiori M. Metallogeny in Sardinia (Italy): from the Cambrian to the Tertiary. Field trip guide book. P30. Vol. № 4. 32nd International Geological Congress, Florence, Italy. – APAT – Roma. 2004. 40 p.
- [3] Carta geomorfologica della Sardegna marina e continentale, Brambati A., Ulzega A. et alii, 1:500.000. – Istituto Geografico de Agostini – Officine Grafiche – Novara. 1988.
- [4] Деидда С., Мони В., Ниедду Д., Депау Р. Сардиния. Справочник путешественника. – ООО «Тур Парад» – ООО «АБСОЛЮТ Принт», 2007. 78 с.

СТРОЕНИЕ СКЛОНОВ В КРИОЛИТОЗОНЕ ПОЛУОСТРОВА ЯМАЛ И ПОЛЯРНОГО УРАЛА

В.Н. Староверов¹, О.Н. Староверов²

¹*Саратовский государственный университет, Саратов, StaroverovVN@info.sgu.ru*

²*ОАО «ВНИПИГаздобыча», Саратов, StaroverovON@vniptgaz.gazprom.ru*

На полуострове Ямал и в отрогах Полярного Урала в период 2007–2009 гг. проводились инженерно-геокриологические изыскания, предваряющие проектирование и строительство газопровода Ямал – Центр. Коридор будущего газопровода пересекает различные геоморфологические уровни и генетически однородные поверхности рельефа. Среди них наибольшую потенциальную опасность для создаваемой инфраструктуры представляют склоны.

Основными факторами, определяющими развитие склонов рассматриваемого региона, являются особенности криогенного строения, литология пород субстрата, гидродинамические процессы у подошвы склонов. Влияние этих факторов по-разному проявляется на полуострове Ямал и в европейской части газопровода, несмотря на то, что оба региона характеризуются близкими климатическими условиями. На полуострове Ямал мощность сезонно-талого слоя (СТС) обычно не превышает 0.8–1.2 м. В весенне-летний период оттаявшие грунты сильно увлажнены, а в их основании повсеместно образуется четко выраженная граница раздела, которая отделяет нижезалегающие многолетнемерзлые породы (ММП). В результате горные породы и грунты, слагающие СТС, становятся чрезвычайно подвижными, что предопределяет интенсивное трансформирование склоновых поверхностей. В результате интенсивно развиваются оползневые процессы, а склон приобретает зональное строение. В литологическом отношении строение склонов Ямала довольно однородно, так как они сложены только четвертичными суглинками, глинами и тонкими песками. Влияние гидродинамического фактора особенно ярко проявляется в береговых склонах крупных термокарстовых озер, которые располагаются у основания третьей морской террасы. Высота таких склонов может достигать 10–12 м, крутизна нередко составляет 40–45°. Такие морфологические особенности предопределяют доминирование двух основных склонообразующих процессов: в основании склонов образуются волноприбойные ниши, которые имеют важное эрозионное значение; в верхней половине склонов в результате вытаивания различных типов льда развивается термоденудация, сильно снижающая устойчивость грунтов и горных пород и провоцирующая их обрушение.

Одной из характерных черт склоновых поверхностей Ямала является развитие оползневых процессов. В качестве поверхности скольжения здесь выступают льдистые осадки суглинистого состава, которые подстилают оползающие сезоннопротаявшие грунты. Наряду с широким развитием криогенных оползней скольжения, в определенных ландшафтных и криолитологических условиях месторождения и намечаемой трассы отмечаются весенне-летние сплывы разжиженных масс грунтов.

В пределах Бованенковского месторождения участки проявления оползания сезоннопротаявающих грунтов – склоны высоких уровней. Оползни захватывают верхние, средние, реже – нижние части склонов. Крутизна и протяженность оползневых склонов изменяются в широком диапазоне: крутизна – от 1 до 10°, длина – от 100 до 1500 м. С поверхности они сложены суглинистыми и песчано-суглинистыми осадками. По размерам оползней условно выделяют малые, средние, крупные и очень крупные разновидности. Площадь малых оползней не превышает 0.2–0.3 га, средних – 1.0–2.5 га, крупных – 3–5 га, очень крупных – составляет более 5 га. Все криогенные оползни скольжения относятся к категории неглубоких оползней. Толщина сползающего слоя грунтов лимитируется глубиной сезонного протаявания и укладывается в пределы 0.4–0.8 м. Толщина слоя текучепластичных грунтов, сплывающих по склонам, не превышает 0.2–0.4 м. Скорость сплывов изменяется в диапазоне от долей метра до нескольких метров в сутки. Шире диапазон скоростей оползания формосохраняющих массивов грунтов. В зависимости от угла наклона склонов, состава и

льдистости, скорости оползания находятся в пределах от долей метра до нескольких метров в секунду.

Ведущими факторами развития процесса являются сила тяжести и солнечная инсоляция, которая обеспечивает сезонное протаивание оползающих и сплывающих грунтов, протаивание льдистого горизонта в подошве сезонно-талого слоя, образование на контакте талых и мерзлых грунтов слоя глинистой суспензии, которая выполняет роль "смазки", уменьшающей силы трения и сцепления на контакте талых и мерзлых грунтов, и создает гидростатический взвешивающий эффект [1]. Развитию оползней и возрастанию скорости их перемещения способствуют термоэрозионные процессы. Линейные эрозионные формы, возникающие при этом, ограничивают оползневые тела по простиранию, отсекают их от более монолитных участков склона, уменьшают объем и тем самым делают более подвижными.

В формировании склонов на участке трассы газопровода от Байдарацкой губы до Воркуты решающими являются иные факторы по сравнению с Ямалом. В этом регионе кровля многолетнемерзлых пород, как правило, заглублена на несколько метров, склоны сложены разнообразными горными породами магматического, метаморфического и осадочного происхождения широкого стратиграфического диапазона – от палеозоя до голоцена. Чаще всего в пределах склонов наблюдается зональное строение, которое особенно четко проявляется на участках с минимальными мощностями четвертичных отложений. Нижние части склоновых поверхностей нередко служат ареной проявления солифлюкционных процессов, в результате которых формируются небольшие террасовидные уступы, иногда разделенные неглубокими морозобойными трещинами шириной до 15–20 см. В середине склонов наиболее распространены небольшие заболоченные террасы, в тыловой части которых наблюдаются сезонные бугры пучения высотой до 0.3–0.5 м. Далее вверх склоны выполаживаются и происходит сокращение мощности покровных четвертичных отложений. При приближении к предгорьям Полярного Урала вблизи бровок водоразделов широкое распространение получают полосы шириной 20–25 м, в пределах которых наблюдаются многочисленные глыбы прочных пород, частично погруженные в рыхлые четвертичные отложения. Обломки сложены кристаллическими сланцами и мраморизованными известняками, характеризуются средними размерами (0.7–0.8 м) по длинной оси. Все глыбы остроугольные, располагаются вертикально или слабо наклонены к горизонту и представляют собой продукты криогенного вымораживания.

В верхних частях склонов нередко наблюдаются морозобойные трещины глубиной до 0.3 м и шириной до 0.7 м. Распространение каменных глыб в таких случаях приобретает линейный характер, так как они обычно концентрируются в пределах морозобойных трещин.

Таким образом, криогенный фактор по-разному влияет на формирование склонов полуострова Ямал и в отрогах Полярного Урала. Для района Бованенковского газоконденсатного месторождения характерно широкое развитие склонов, предрасположенных к оползневой переработке. Поэтому при проектировании магистрального газопровода необходимо учитывать возможность проявления оползней и прогнозировать оползневую опасность склонов.

[1] Савельев В.С. Влияние грунтовых вод на устойчивость склонов и возведенных на них сооружений в районах распространения вечномерзлых грунтов // Строительство в районах Восточной Сибири и Крайнего Севера. 1989. № 4. С. 19–24.

КОМПЛЕКСНОЕ ЛИТОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СРЕДНЕЙ ПОЛОСЫ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Н.Г. Судакова, С.И. Антонов, А.И. Введенская, В.А. Костомаха, Г.М. Немцова

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
tsn60@mail.ru*

Литолого-геоморфологическое районирование территории является важнейшей составной частью комплексного палеогеографического районирования и направлено на установление закономерностей пространственного разнообразия природных компонентов с учетом их развития во времени.

В соответствии с палеогеографической концепцией морфолитогенеза выполнено комплексное палеогеографическое районирование обширного региона с учетом зонально-географических и провинциально-геологических факторов, неоднородных по площади и непостоянных во времени. При поиске пространственных закономерностей рельефо- и осадкообразования использовано преимущество совместного анализа этих составляющих в единой системе и тесной взаимосвязи друг с другом. Подчеркивается палеогеографическая обусловленность в проявлении унаследованных характеристик строения и состава морфолитоструктур, что потребовало особой стратегии в осуществлении пространственной дифференциации геолого-геоморфологических объектов. Актуальность реализации такой программы определяется основополагающей ролью морфолитогенной основы при оценке геоэкологического состояния природного комплекса.

В качестве конструктивного методического решения этой многоплановой задачи предлагается комплексное литолого-геоморфологическое районирование территории на основе системного подхода по специально разработанной методике в соответствии с принятыми принципами и критериями. Районирование предусматривает последовательный анализ палеогеографических событий по разновозрастным временным срезам и установление закономерностей пространственной дифференциации литоморфоструктур, эволюционирующих во времени. Целесообразность внедрения палеогеографического анализа морфолитогенной основы определяется необходимостью учета при оценке состояния устойчивости природной среды не только современных процессов, но и истории развития геосистем в условиях ритмически и направленно изменяющихся палеоклиматических обстановок и выявления унаследованных от предшествующих этапов признаков, влияющих на экологическую ситуацию. При создании карты районирования использовалась серия специально составленных вспомогательных карт (погребенного рельефа, мощностей и типов строения разрезов четвертичных отложений, геоморфологического строения, экзогенных процессов, границ распространения разновозрастных покровных оледенений).

При районировании выделяются территориальные единицы зонального (географические и палеогеографические зоны), а зонального (провинциально-геологические подразделения) и комплексного подчинения, соответственно показанные в развернутой легенде и на карте. К первым отнесены зоны разновозрастных оледенений. Провинциальное членение зависит от морфоструктурного плана территории. В классификационной матрице-легенде систематизированы характеристики основных факторов морфолитогенеза по четырем группам: 1 – литоморфоструктуры коренного основания, 2 – геоморфологическое строение, 3 – мощность и тип разреза четвертичных отложений, 4 – экзогенные процессы. На итоговой карте выделены палеогеографические зоны, провинции и области, подразделенные на районы. При этом в основу выделения таксономических единиц разного ранга положены свои приоритетные критерии: для зон – климатостратиграфические и палеогеографические факторы, для провинций – геолого-тектоническая обусловленность, для областей и районов – геоморфологическое строение, тип разреза и мощность новейших отложений, направленность и интенсивность экзогенных процессов. Заметная геоморфологическая граница проходит по полосе краевых образований московского возраста. Согласно геоморфологическому районированию по А.И. Спиридонову, к ней приурочен раздел крупных геоморфологических провинций – Среднерусской и Северорусской.

Особенности строения четвертичного покрова являются важным соединительным звеном в цепи как геологических, так и геоморфологических объектов. При выделении типов строения разреза четвертичной толщи нашли отображение наиболее распространенные сочетания основных генетических типов и стратиграфических горизонтов, присущих конкретному району. В целом наблюдается согласованность геоморфологических контуров и районов с однотипным строением разреза, что свидетельствует о тесной взаимосвязи компонентов природного комплекса.

На итоговой карте литолого-геоморфологического районирования Верхневолжско-Окского бассейна в масштабе 1: 4000 000, представленной на фоне зон развития разновозрастных (ранне-, средне- и позднеплейстоценовых) оледенений, по комплексу признаков выделено: 5 крупных провинций (Карбоновое плато, Московская мезозойская равнина, Среднерусская возвышенность на палеозойско-мезозойском основании, Окско-Донская неогеновая равнина, Приволжское поднятие на мезозойском основании), дифференцированных на 18 областей, подразделяемых на районы с интегральными литолого-геоморфологическими характеристиками.

Сводная карта литолого-геоморфологического районирования Русской равнины наряду с морфолитокомплексами демонстрирует распространение лессовых пород, характер эрозионного расчленения, а также гляциальные и другие рельефообразующие экзогенные процессы. Анализ экзогенных процессов, участвующих в формировании морфолитосистем, позволяет выявить общие ведущие закономерности плейстоценового морфолитогеоза: а) геологическую и геоморфологическую унаследованность от морфолитоструктур коренного основания; б) палеогеографическую обусловленность широко представленных разновозрастных ледниковых и перигляциальных морфолитоскульптур; в) проявление субширотной палеогеографической зональности в формировании гляциоморфолитосистем и перигляциальных полигенетических лессовых образований; г) ландшафтно-климатическую зональность интенсивности современных эрозионных процессов.

Установленные пространственные и возрастные закономерности рельефо- и осадкообразования, обусловленные сложным сочетанием зональных и аazonальных факторов морфолитогеоза, и выделенные на карте литолого-геоморфологического районирования региональные подразделения служат базой для обоснованной межрегиональной литологической корреляции маркирующих горизонтов и в то же время составляют основу для порайонной оценки геоэкологической устойчивости морфолитосистем при детальном крупномасштабном исследовании. Таким образом, выполненное литолого-геоморфологическое районирование приобретает важное научно-методическое и практическое значение.

ПРИРОДНЫЙ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ СУПЕРПАРК РОССИИ – НИЖНЯЯ ЛЕНА

И.Е. Тимашев, О.А. Борсук

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

Долина нижнего течения р. Лены и огромная дельта могучей реки составляют в целом уникальный природный объект. Его основными морфоструктурными элементами являются: 1) низко- и средневысотные Хараулахские горы в правобережье Лены (северная оконечность Верхоянского хр.); 2) Ленская аккумулятивно-денудационная террасовая равнина у подножия южной части Хараулахских гор; 3) платообразный кряж Чекановского в левобережье Лены (краевая часть Лено-Анабарской аккумулятивно-денудационной равнины); 4) придельтовый участок долины р. Лены, значительная часть которого ниже пос. Кюсюр из-за своей ограниченной ширины (1.5–2.0 км), большой глубины (300 м) и каньонообразного облика

зывается «Ленской трубой»; 5) впадина дельты р. Лены, которая входит в состав аккумулятивной Лено-Индибирской низменности [10, 12].

Названные морфоструктуры обособились в результате новейшего тектогенеза, перестроившего мезозойский структурный план. Антецедентная долина Лены разделяет две обширнейшие физико-географические страны – Северо-Восточную и Среднюю Сибирь. В качестве южного предела придельтового участка принимается район поселков Сиктях и Говорово. Его северное окончание отмечает о. Тас-Ары, расположенный в вершине дельты Лены [11].

Хараулахские горы изначально возникли в позднем мелу в результате тектонического воздымания мезозойской складчатой страны. Затем они были разрушены и снова сформировались уже во второй половине четвертичного периода. По своей структуре горы – глыбово-складчатые, что отличает их от остальной, сводовой, части Верхоянского хребта. Специфическая особенность этих гор – наличие положительных и отрицательных новейших морфоструктур: кряжей-горстов и впадин-грабен, заполненных четвертичными и третичными отложениями. Те и другие представляют собой блоки раздробленного складчатого основания. Территория выделяется повышенной сейсмичностью, здесь возможны землетрясения силой до 8–9 баллов.

Кряж Чекановского являет собой фрагмент платообразной равнины, приподнятый за неотектонический этап на 300–450 м. Весьма отчетливая в орографическом отношении, эта морфоструктура оформилась не ранее позднечетвертичной эпохи [2]. Она не входит в состав Хараулахских гор. Еще в конце XIX в. Э.В. Толль указал, что на кряж надо смотреть как на край «поскогорья», обусловленного сбросом [14].

Ленская террасовая равнина на участке «трубы» приурочена к зоне глубинного разлома между Лено-Анабарской равниной и Хараулахскими горами и представляет собой комплекс из пяти надпойменных террас, высоты которых – максимальные для нижней Лены [12]. Ее ширина вместе с руслом не превышает 6–7 км. Севернее ленского притока Тигие наблюдаются лишь отдельные фрагменты террас высотой от 100 до 300 м с редкой, но типичной для аллювия р. Лены галькой.

Кряж Чекановского и Ленская равнина сложены преимущественно породами нижнего мела и юры. В складчатых структурах Хараулахских гор на поверхность выходят отложения от верхнепротерозойских до нижнемеловых включительно. Восточнее Хараулахских гор коренные породы погружены под рыхлые осадки Лено-Индибирской низменности.

Выше по течению от «трубы» долина р. Лены входит в состав обширной Центрально-Якутской низменности. Последняя подразделяется по характеру неотектонических движений и морфологическим признакам на аккумулятивно-денудационную Приверхоянскую равнину и денудационно-аккумулятивную Приленскую.

Придельтовый участок долины р. Лены исключительно разнообразен по своему геолого-геоморфологическому устройству и соответственно необычайно живописен. Он представляет большой интерес для научных исследований и для познавательного туризма. В нем отчетливо прослеживается асимметрия ленской долины. Ее правый борт в целом слабо расчленен и нередко отвесно обрывается к реке. В скальных обрывах кряжа Туора-Сис видны складки и разрывы в породах рифея и палеозоя, пронизанные интрузиями траппов. Здесь широко распространены кембрийские отложения, наблюдаемые также по левобережью, например у пос. Чекуровка. Они представлены преимущественно известняками (нередко с пластами мергелей), а также массивными доломитами. Для левого берега характерны террасированные склоны, он изрезан узкими долинами небольших речек и ручьев.

История развития и возраст придельтового участка долины р. Лены – предмет особого внимания геологов и геоморфологов (Р.О. Галабала, С.С. Коржув, Г.Ф. Лунсгергаузен и др.). Существуют два основных взгляда на возраст «Ленской трубы»: молодая, верхнеплейстоценовая, долина прорыва [7, 8, 9] или долина древняя, как минимум эоплейстоценовая [10]. В пользу последней точки зрения свидетельствуют террасы с типичным «ленским» аллювием, для которого характерно преобладание очень хорошо окатанных галек (степень окатанности – до 2.6–2.7 балла), наблюдаемых на относительных высотах до 200 м.

«Ленская труба» позволяет проследить деформацию всего террасового комплекса в ее пределах. Достаточно полный набор террас, верхние из которых, несомненно, весьма древние, их наличие на всем придельтовом участке и простираение за пределы последнего к югу, а также

отсутствие каких-либо следов перестройки речной сети – все это говорит о дочетвертичном возрасте придельтового участка долины р. Лены [2, 11].

Гидрологический режим р. Лены в ее «трубе» весьма специфичен. Расход воды в половодье достигает 166 тыс. м³/сек. В этот период формируются ледяные заторы – своеобразные «пробки», которые за короткий период времени вызывают подъемы уровня воды в реке на 20–30 м. Высота высокой поймы ниже пос. Кюсюр составляет 24–26 м. Влияние таких заторов сказывается на расстоянии до 1000 км вверх по течению реки. Глубина реки в пределах «трубы» достигает 20 м на плесах.

При впадении в море Лаптевых великая сибирская река образует дельту площадью 32000 км², самую крупную в России и вторую по величине в мире. Она стала важнейшей частью созданного в 1985 г. государственного природного заповедника "Усть-Ленский" (площадь 14330 км²).

Дельтовая равнина состоит из 6089 водотоков общей длиной 14626 км, 58728 озер, занимающих площадь 3196 км², и включает более 1600 островов [1]. Ее наиболее крупные дельтовые рукава-протоки – Оленекская (220 км) и Быковская (105 км) – тянутся вдоль коренных берегов и используются для транзитного судоходства. Выходящие к океану Трофимовская, Гуматская и Сардахская протоки образуют сложные разветвления мелководных русел и доступны только для лодок и катеров с малой осадкой.

Аллювиально-дельтовые осадки сформировались в послеледниковое время, их возраст не более 4.5 тыс. лет. Остров Сардах сложен древними эоплейстоценовыми аллювиальными отложениями [1]. В составе его галечников обнаруживаются одиночные гальки из ортофиоров и других пород, характерных для верхнего и среднего течения р. Лены. В.Н. Коротаев [5, 6] выделяет в пределах дельты три разноуровневых и разновозрастных прерывистых пойменных поверхности. Самая молодая из них, высотой до 3 м, слабо освоена растительностью и скрывается под водой в периоды половодья, а также нагонов воды и паводков.

Разнообразны мерзлотные формы дельты: от полигональных крупночешуйчатых образований со слабым проявлением термокарстовых процессов до типичных мерзлотно-термокарстовых. Чем выше уровень поймы, тем сильнее проявляется термокарст. Местами поверхность самого высокого уровня поймы, который не заливается даже во время аномальных половодий, буквально испещрена напоминающими рисовые чеки термокарстовыми понижениями. В котловинах спущенных озер встречаются булгунняхи высотой 10–25 м. В отложениях наиболее древнего уровня поймы преобладают торфяники с тонкими прослоями песков и включениями ледяных линз. По берегам островов встречаются золотые бугристые песчаные образования и микродюны высотой 1.0–1.5 метра. Они характерны, например, для средней части Оленекской протоки.

Следует отметить многочисленные памятники природы – «каменные редкости», неизменно привлекающие внимание путешественников по «Ленской трубе». Особенно грандиозны скальные обрывы и останцы, изучая которые исследователи узнают историю формирования природы территории с древнейших времен до современности.

Приустьевой участок и дельта р. Лены, несомненно, имеют исключительную природоохранную, естественно-научную, историко-культурную, эколого-просветительскую, этническую и социальную ценность. Подобно грандиозной геосистеме «Хребет Кодар – Чарская котловина» в Забайкалье [13], данный регион, полагаем, заслуживает организации в нем полнопрофильного природного геозоологического парка «Нижняя Лена».

Необходимость создания такого рода природных парков либо близких им по предназначению давно назрела на территории России. Ю.Н. Голубчиков [3], например, считает, что «задача сохранения культур генно-психологических особенностей, трудовых навыков и их сред важна не только для гуманистического развития мира». По его мнению, это существенно и «с позиций того неизвестного, что может ждать человечество на его тернистом пути в свое грядущее. Такой подход выливается в программу создания этноприродных парков» [4].

[1] Алексеев М.Н. Стратиграфия континентальных отложений неогеновых и четвертичных отложений Вилюйской впадины и долины нижнего течения р. Лены // Труды ГИН АН СССР. М., 1961, вып. 51. С. 23–56.

[2] Борсук О.А., Чалов Р.С. О врезании русла р. Лены // Изв. ВГО. 1973. Т. 105, № 5. С. 35–39.

- [3] Голубчиков Ю.Н. География человека. М.: УРСС, 2003. 235 с.
- [4] Голубчиков Ю.Н. Отображение полярных воззрений к прошлому территории в объектах экскурсионного показа // Туризм и рекреация: фундаментальные и прикладные исследования: Труды IV Межд. научно-практич. конф. М.; 2009. С. 3–5.
- [5] Коротаяев В.Н. Геоморфология речных дельт. М.: МГУ, 1991. 315 с.
- [6] Коротаяев В.Н. Дельта реки Лены // Живописная Россия. 2002. № 4. С. 4–13.
- [7] Коржуев С.С. Рельеф и геологическое строение Якутии // Якутия. М.: Наука, 1965. С. 23–45.
- [8] Тимашев И.Е. К геоморфологии долины нижнего течения реки Лены // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 1964. № 3. С. 24–29.
- [9] Тимашев И.Е. Кряж Чекановского // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геогр. 1968. № 3. С. 56–59.
- [10] Тимашев И.Е. Орографическая схема Хараулахских гор // Изучение географических процессов в ландшафтах. М., 1969. С. 45–48.
- [11] Тимашев И.Е. Унаследованность придельтового участка долины р. Лены // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геогр. 1970. № 1. С. 43–51.
- [12] Тимашев И.Е. Морфоструктурный анализ и геоморфологическое районирование Северного Верхоянья и прилегающих равнин // Геоморфология. 1972. № 3. С. 23–41.
- [13] Тимашев И.Е., Борсук О.А., Лукашов А.А. Кодар и Чарская котловина – уникальная геосистема для развития специального туризма и геозоологического парка // Туризм и рекреация: фундаментальные и прикладные исследования: Труды IV Межд. науч.-практич. конф. М., 2009. С. 23–24.
- [14] Толль Э.В. Очерк геологии Новосибирских островов и важнейшие задачи исследования полярных стран // Зап. Акад. Наук. Сер. 8. СПб., 1899. Т. 9, № 1. С. 67–73.

КАЛЬДЕРООБРАЗОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

О.М. Фомкина

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Москва, olga.fomkina@gmail.com*

Кальдеры представляют собой формы рельефа, образующиеся в уникальных геоморфологических условиях. Их современное появление и развитие на территории РФ возможны лишь в пределах восточнокамчатского вулканического пояса. Изучению происхождения и эволюции кальдер в геоморфологии (особенно отечественной) посвящено ограниченное количество исследований. Понятие «кальдера» остается недостаточно определенным. Изучение кальдер, их морфологии, генезиса, эволюции и связи с другими формами и процессами ведет к пониманию уникальных условий переходной зоны «континент – океан» – арены активного современного вулканизма.

В настоящем исследовании дано определение понятия «кальдера», выделены основные признаки, характеризующие морфологию и происхождение этих форм. На примере Карымского вулканического центра Восточной Камчатки (далее КрВЦ) в ходе пространственно-временного анализа восстановлены этапы развития рельефа, выявлены основные тенденции кальдерообразования.

Исходя из анализа работ, описывающих геоморфологические свойства кальдер [1, 2 и др.], а также на основе собственных исследований можно дать «интегральное» определение этих форм рельефа. Кальдера – обширная замкнутая изометричная впадина с крутыми бортами и плоским днищем, диаметр которой во много раз больше заключенного в ней жерла или жерл. Формирование кальдер связано с близповерхностными магматическими очагами, где в процессе отступления от земной поверхности фронта тепломассопереноса (в сочетании с взрывной деятельностью) происходит перемещение «блоков» земной коры по кольцевым разломам, окаймляющим вулкан или локализованным в теле вулкана.

Внедрение внутрикорового очага сопровождается образованием пологого свода, по флангам которого формируется система разрывных нарушений («ослабленных зон»). Далее возможны два основных механизма формирования кальдер. При извержениях более основных по составу магм образуются «провальные» кальдеры. За счет боковых излияний (по «ослабленным зонам») идет опустошение очага, за чем следует провал «нависающей» части земной коры. «Взрывные» кальдеры – результат извержения преимущественно кислых магм. Опустошение камеры происходит непосредственно в процессе взрывного извержения [3, 4 и др.].

КрВЦ был выбран в качестве объекта исследования ввиду наличия в его пределах большого количества кальдер и вулканических построек, в том числе самой молодой кальдеры Камчатки – Карымской и одного из наиболее активных действующих вулканов мира – Карымского. С помощью морфологических методов в пределах КрВЦ были восстановлены очертания свода, образованного за счет внедрения внутрикорового очага. В северо-восточной части купола (так называемого северного сектора КрВЦ) расположен вулкан Малый Семячик, к юго-западной части (южному сектору) тяготеют вулкан Карымский и кальдера Академии наук. Настоящее исследование посвящено преимущественно южному сектору, где концентрация кальдер максимальна.

«Геоморфологический каркас» территории, образованный сложным сочетанием кальдер и вулканических построек и покровов, имеет в общих чертах «концентрический» вид. Кальдеры «телескопированно вложены» друг в друга, а вулканы расположены по периметру каждой из них. Наиболее удаленные от центра постройки имеют более древний возраст («внешнее» кольцо вулканов сформировалось около 700 тыс. лет назад). К центральным частям Карымского и Академического участков южного сектора КрВЦ тяготеют наиболее молодые (голоценовые) вулканы.

Пространственно-временной анализ рельефа КрВЦ базировался на сопоставлении изменений условий рельефообразования с изменением морфологии и взаиморасположения кальдер и вулканических построек на протяжении новейшего времени. В качестве основных показателей, характеризующих условия формирования, были выбраны состав изверженных пород и мощность пирокластических покровов. Также были проведены детальные морфологические описания вулканогенных форм различного возраста, сопоставлены их размеры, форма в плане и другие характеристики.

В ходе анализа выявлено чередование ритмов кальдерообразования и формирования вулканических построек, а также смещение ареалов вулканотектонических процессов в пределах центра. Выделены этапы, характеризующиеся сменой условий вулканогенного рельефообразования.

«Довулканический» этап характеризуется формированием вследствие внедрения магматического очага пологого поднятия, вытянутого в субмеридиональном направлении. «Докальдерный» этап ($N_2 - Q_1$) начинается формированием в верхней части склонов поднятия стратовулканов «внешнего обрамления» КрВЦ – Разлатого, Крайнего, Дитмара. Позднее также на склонах образуются щитовые (?) вулканы, приуроченные к высотным отметкам 921 м и 816 м. Конец этапа характеризуется резкой сменой условий проявления вулканических процессов и формированием крупной кальдеры Половинки в центральной части района. По-видимому, образованию кальдеры способствовал «отток магмы» из очага за счет предшествующих извержений. К концу этапа структура района отличается радиально-концентрическим строением. Развитие рельефа идет от периферии к центру. Этап мощного эксплозивного вулканизма ($Q_2 - Q_3$) также начинается с формирования «вулканического кольца» (точнее – вытянутого субмеридионально эллипса из вулканов Двора, Белянкина, Однобокого). «Внутри кольца» образуется кальдера Однобокого. Впоследствии происходит пространственная дифференциация КрВЦ, обособление Карымского и Академического участков и формирование в их пределах соответственно вулкана Пра-Карымского и кальдеры Академии наук. Изменение при этом состава вулканитов и масштабов извержений говорит о возможном рассредоточении магмоподводящих каналов при все еще едином положении ослабленной зоны фундамента или о смещении основного магматического очага к северу. В целом наблюдается тенденция уменьшения масштабов вулканизма и увеличение роли «провального» механизма образования кальдер к концу периода. На наиболее позднем этапе ($Q_3 - Q_4$) вулканизм сосредоточен в

пределах кальдер Академии наук и Крымской. Мощность извержений значительно снижается по сравнению с предшествующими этапами, размер вулканических построек соответствует размеру кальдер. Состав вулканитов при формировании вулканов и кальдер постепенно выравнивается в сторону андезитовых магм. По-видимому, это финальная стадия деградации внутрикорового очага. Параллельно идет «оживление» глубинных мантийных (?) разломов. Свидетельство этому – базальтовые и андезитобазальтовые продукты извержений нового эруптивного центра (кратера Токарева) в пределах кальдеры Академии наук.

- [1] Влодавец В.И. Классификация отрицательных вулканических форм рельефа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1944. № 5. С. 137–147.
- [2] Святловский А.Е. Региональная вулканология. М.: Недра, 1975. 224 с.
- [3] Lipman P.W. Calderas // Encyclopedia Volcanoes. USGS, 2000. С. 643–662.
- [4] Walter T.R., Troll V.R. Formation of caldera periphery faults: an experimental study // Bull. Volcanol. 2001. С. 191–203.

ИСТОРИЯ БАЙКАЛЬСКОГО СТОКА

А.А. Щетников, Г.Ф. Уфимцев, И.А. Филинов

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, ufim@crust.irk.ru

В середине прошлого столетия Е.В. Павловский, В.С. Аносов и затем Н.А. Логачев обнаружили в Западном Прибайкалье и описали систему древних долин, наиболее протяженная из которых – пра-Манзурская – протягивается от устья р. Голоустной на Байкале и на севере открывается в долину р. Лены. Днище этой палеодолины сложено мощной толщей аллювиальных отложений, имеющей характерный облик и описанной Н.А. Логачевым [1] под названием манзурского аллювия. Залегают отложения в погребенных днищах современных долин, на пологих их бортах (террасовалах), на вершинах междуречий или в высокорасположенных над руслами современных рек седловинах. Вблизи устья р. Голоустной, где долина пра-Манзурки открывается в Байкал, на мысе Роговик остатки манзурского аллювия залегают прямо над берегом озера на крутом сбросовом уступе Байкальского рифта. С древней долиной пра-Манзурки, по общему мнению, связывается доангарское (ленское) направление стока из Байкала.

Первоначально возраст манзурского аллювия был определен как среднеэоплейстоценовый (нижний эоплейстоцен современной общей стратиграфической шкалы), и, следовательно, ленское направление стока из Байкала отстояло от настоящего времени более чем на 1 млн лет. А исток Ангары из Байкала и енисейское направление стока из него молоды. Время образования Ангарской прорези оценивается примерно в 60 тыс. лет тому назад [7]. Таким образом, в геологической истории водного стока из Байкала образовалась лагуна между 60 тыс. лет и 1 млн лет тому назад, которую необходимо было заполнить. Сразу же было обращено внимание на то обстоятельство, что река Иркут, дренирующая Тункинский рифт как западное продолжение такового Байкальского, имеет в целом направление в сторону юго-западного окончания озера, однако, не доходя 20 км до него, резко сворачивает на север и прорезает Олхинское плоскогорье узкой долиной, морфологически еще более молодой, нежели исток Ангары, и уходит на север, где впадает в эту реку. Это ущелье имеет в плане вид S-образной петли (Зыркузунская петля Иркут), выработанной в области пересечения р. Иркутом зоны крупного Главного Саянского разлома, и русло реки полностью занимает его днище. Зыркузунское ущелье Иркут, его облик оказались благодатной почвой для палеогеографических реконструкций. Было выдвинуто предположение [3 и др.], что ущелье это является новообразованным и ранее Иркут впадал в Байкал, а позднее был перехвачен рекой,

прорезавшей поднятую окраину Олхинского плоскогорья. Однако этого оказалось мало, и исследователи в своих предположениях пошли дальше, решив, что некоторое время до образования Ангарской прорези сток из Байкала в бассейн Енисея шел через Зыркузунскую петлю Иркутка [3]. В совокупности была воссоздана неразрывная канва довольно сложных, но практически не обеспеченных должной фактологической базой геологических событий четвертичного времени вокруг Байкала. При этом в угоду своей гипотезе исследователям пришлось проигнорировать многочисленные геолого-геоморфологические данные [4–6 и мн. др.], противоречащие таким палеогеографическим реконструкциям.

Вновь обратимся к ленскому направлению стока, к долине пра-Манзурки и толще выполняющего ее днище аллювия. Она имеет характерные литологические и стратиграфические особенности. В составе манзурского аллювия много хорошо окатанной и природно полированной гальки "вишневого" комплекса – обломков яшмоидов, эффузивов и вулканических туфов мезозойского цаган-хунтейского комплекса Западного Забайкалья. Этот материал поступил в юрские предгорные впадины Западного Прибайкалья, проделав путь в более чем 400 км в то время, когда Байкала еще не существовало, и когда пра-Селенга достигала окраины Сибирской платформы. В неогене и эоплейстоцене юрские отложения были на значительной территории размыты и забайкальская галька перемещалась пра-Манзуркой и ее притоками. В результате многократного перемыва и долгого прерывистого транспортирования эта галька приобрела малые размеры и элементы природной полировки.

Но еще более интересна другая особенность манзурского аллювия – полихронность его образования. Детальными палинологическими исследованиями с сопутствующим термлюминесцентным датированием удалось установить [2], что манзурский аллювий включает в себя пять возрастных горизонтов и время его формирования охватывает период от среднего плиоцена до позднего плейстоцена. Самая молодая из полученных термлюминесцентных датировок манзурского аллювия составила 78 тыс. лет. Уже это сокращает временной разрыв между существованием ленского и ангарского направлений стока из Байкала до 15–20 тыс. лет – даже для четвертичного периода цифра малозначительная, особенно если учитывать немалую погрешность в определении возраста методом термлюминесцентного датирования. Таким образом, лакуна в геологической летописи водного стока из Байкала практически исчезает, и пропадает необходимость в разработке сложных палеогеографических гипотез. Тем не менее идея стока Байкала по Зыркузунскому ущелью р. Иркутка оказалась столь заманчивой, что исследователи до сих пор не в силах от нее отказаться, несмотря на отсутствие каких-либо значимых тому доказательств.

Что же обусловило прекращение стока байкальских вод в бассейн Лены по долине пра-Манзурки? Согласно существующему и общепринятому мнению, произошло это в результате воздымания Приморского хребта, сопровождающего Байкальский рифт с запада. Между тем обращает на себя внимание тот факт, что это же поднятие никоим образом не помешало стоку в Байкал по ряду менее протяженных долин маловодных рек типа Анги или Сармы, в том числе использующих древнюю долину и следующих в озеро встреч направления прежнего стока в пра-Манзурке (реки Бугульдейка и Голоустная, например). Крупный поток якобы был остановлен, а более мелкие реки "прорвались" во встречном ему направлении в Байкал – явление, по меньшей мере, странное.

В послеманзурское время, в позднем плейстоцене, общему поднятию и сопутствующему ему эрозионному врезу подвергся не только Приморский хребет на западном побережье Байкала, но в равной мере и южная часть Сибирской платформы, и горы Восточной Сибири в целом. При этом р. Лена продолжала "спокойно" прорезать протяженной долиной высокое Ангаро-Ленское плато, и каких-либо особых перестроек речной сети в его области не произошло, а ведь р. Лена в разы уменьшилась в водности, потеряв сток из Байкала.

Судя по особенностям залегания манзурского аллювия и перед его формированием, и между эпохами формирования его отдельных горизонтов также происходили эрозионные врезы, сопутствующие поднятиям. И при этом не происходило разрыва ленского направления стока из Байкала. Привнесенная из Забайкалья еще в юрское время галька пород "вишневого" комплекса довольно обычна в отложениях самого молодого и самого дальнего вниз по Лене Кистеневского разреза манзурского аллювия. Это, видимо, важный показатель, поскольку в других долинах, выполненных манзурским аллювием, но не связанных с пра-Манзуркой, галька пород "вишневого" комплекса полностью отсутствует.

Обращает на себя внимание одна особенность рисунка речной сети на юго-восточной окраине южного выступа Сибирской платформы – ее Иркутского амфитеатра. И верховья реки Лены, и крупный ее приток Киренга, и приток последней река Ханда сначала текут на юг, затем резко поворачивают на север и уходят из области предгорного понижения в высокое плато. И точно так же на юг сначала текут в предгорном понижении наиболее крупные притоки Байкала с запада, которые затем прорезают Приморский хребет, – Рытая, Сарма, Анга, Бугульдейка и Голоустная. На юг в области предгорного понижения течет также значительный правый приток Ангары в ее верховьях – река Куда.

В этой особенности рисунка речной сети Западного Прибайкалья заключено свидетельство существования общего (цокольного) перегиба земной поверхности на юг, возможно представляющего собой южное крыло волны общего эпейрогенического поднятия, охватившего значительные пространства как гор, так и равнин юга Восточной Сибири. И этот перегиб, по нашему мнению, мог сыграть "роковую" роль в прекращении стока из Байкала в бассейн Лены. Он оказался встречным направлению пра-Манзурки, стимулировал переориентировку водотоков в южном направлении и, видимо, совпал во времени с опусканием тектонического блока Ливеннического залива, способствующим разрыву фронта окружающих Байкал гор и образованию прорези в истоке Ангары.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (08-05-00105) и Совета по грантам Президента РФ МК-2557.2010.5.

- [1] Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1974. 195 с.
- [2] Манзурский аллювий (материалы по геологии и палеогеографии) / Ред. Г.Ф. Уфимцев. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1995. 50 с.
- [3] Мац В.Д., Фуджи Ш., Машико К., Гранина Л.З., Осипов Э.Ю., Ефимова И.М., Климанский А.В. К палеогидрологии Байкала в связи с неотектоникой // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 142–154.
- [4] Олюнин В.Н. Происхождение рельефа возрожденных гор. М.: Наука, 1978. 276 с.
- [5] Щетников А.А., Уфимцев Г.Ф., Сквитина Т.М. Антецедентные долины Южного Прибайкалья // География и природные ресурсы. 1997. № 4. С. 86–95.
- [6] Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А. Текли реки из Байкала // Природа. 2006. № 6. С. 49–54.
- [7] Mashiko K., Kamaltynov R.M., Sherbakov D.Yu., Morino H. Genetic separation of gammarid (*Eulimnogammarus cyaneus*) populations by localized topographic changes in ancient Lake Baikal // Archiv für Hydrobiologie. 1997. 139(3). P. 379–387.

ПАМЯТИ Б.П. АГАФОНОВА

29 июля 2007 г. трагически оборвалась жизнь Бориса Прохоровича Агафонова – доктора географических наук, ведущего научного сотрудника лаборатории неотектоники и геоморфологии Института земной коры СО РАН, всю свою творческую жизнь с увлечением изучавшего рельеф и экзоморфолитодинамику Байкала и его окружения.

Борис Прохорович родился 22 марта 1940 г. в дер. Топкино Татарской АССР в крестьянской семье. В 1955 г. поступил в ремесленное училище в г. Волжске, которое закончил в 1957 г., приобретя специальность столяра. До 1959 г. работал в стройтресте в г. Йошкар-Ола. Об этом времени он вспоминал мало и неохотно, столярных навыков не демонстрировал, зато нередко занимался плетением корзин и других изделий из ивовой лозы, чему научился в своем деревенском детстве – достаточно тяжелом и голодном, но тем не менее на всю жизнь в душе оставшемся светлым воспоминанием.

В 1959 г. Борис Прохорович поступил на географический факультет Казанского университета и во время учебы побывал на производственной практике в Северной Атлантике, что, возможно, и стимулировало его тягу к большим водным массам как фактору морфолитогенеза. По окончании университета Б.П. Агафонов приехал на Байкал и в 1964–1975 гг. работал в Лимнологическом институте СО РАН, где в 1973 г. защитил кандидатскую диссертацию. С 1975 г. Б.П. Агафонов работал в Институте земной коры. В 1990 г. успешно защитил докторскую диссертацию по материалам многолетних исследований современной экзоморфолитодинамики Байкала и окружающих территорий. Эти результаты были изданы в виде монографии, включившей и описания по трассе Байкало-Амурской магистрали, которые, я думаю, входят в число лучших результатов научных исследований по этой комплексной тематике.

Борис Прохорович всю свою научную жизнь посвятил Байкалу. Он любил это уникальное творение Природы, можно сказать, страстно, волновался за его судьбу, за чистоту его вод, далеко не всегда встречая понимание среди окружения. Главной темой его научных исследований всегда оставался Байкал, а точнее, морфолитодинамика его береговой зоны. Б.П. Агафонов развернул на берегах Байкала сеть профилей, опорных точек и своеобразных научных мини-полигонов по измерению изменений рельефа и подсчету баланса вещества в береговой зоне и озерной котловине в целом. Эти наблюдения он проводил в течение более 30 лет, что позволило ему создать надежно обеспеченную фактологическую модель современной морфолитодинамики Байкальской впадины, а также оценить влияние сейсмических событий на литодинамические потоки.

Идея морфолитодинамических потоков, сформулированная Н.А. Флоренсовым, – идея, вообще сложная для региональных воплощений, была, пожалуй, вторым научным коньком Б.П. Агафонова, и он с увлечением ею занимался. В последнее время он обращал особое внимание на анализ рельефа на участках береговой зоны Байкала, сложенных песчаными толщами. Им были изучены особенности эолового микрорельефа, потоки песчаных наносов, начинающиеся на наветренных берегах озера и поднимающиеся на значительную высоту надводного берегового склона, их влияние на растительность.

Теперь нам его будет не хватать. Как и большинство научных работников, Борис Прохорович был достаточно сдержан и не любил заглядывать в его внутренний мир. Но его большие и выразительные голубые глаза всегда ясно отражали его чувства и состояние, и здесь он уже ничего не мог поделать. При неудовольствии или нежелании что-либо делать он пытался, как в России говорят, приволындивать, но глаза опять выдавали. Впрочем этот «методический прием» приходится нередко использовать большинству из нас... Из арсенала используемых им средств для такого действия особенно запоминающимся был его ответ на нежелательный вопрос: «Может быть быть, а может быть и не быть...». Он был уютен в общезитии, но не без простой хитрости, принесенной из трудного крестьянского детства и достаточно умильной.

Его в последние смутные времена глубоко волновала судьба России, и ее он так или иначе увязывал с судьбой его научной любви – Байкала. Кажется, для него и Россия и Байкал были не только нераздельны – это было одно целое. Он любил творчество русских писателей «русского стиля», в первую очередь В. Распутина.

Борис Прохорович не любил организаторских дел, умело от них уходил, я же в ответ напоминал ему, что он почти на месяц меня моложе, и что по достижении возраста я с удовольствием передам ему руководство лабораторией. Аж на месяц! И он сможет вполне насладиться «властью»... Шутки шутками, но сколько ему еще предстояло сделать и сколько бы он еще сделал! И как истинный заядлый посетитель научной библиотеки, сколько бы он принес нам сообщений о свежевыведших работах сотрудников лаборатории, и всегда с неизменным поздравлением. Он был хороший рассказчик, и жаль, что он поздно стал писать работы для журнала «Природа» и подобных изданий. Хороший семьянин, он всегда с теплотой и гордостью говорил о своих близких, а его последняя и всеобъемлющая радость – две внучки.

Г.Ф. Уфимцев

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Агатова А.Р. 72, 139, 141
Акпамбетова К.М. 77
Алешина И.Н. 42
Анджелелли Ф. 223
Антонов С.И. 227
Атутова Ж.В. 79
Баженова О.И. 11
Барышников Г.Я. 13
Бибаева А.Ю. 14
Беляев В.Р. 44
Беляев Ю.Р. 54
Бобровская О.В. 143, 187
Бойнагрян В.Р. 144, 146
Болысов С.И. 80, 83, 147
Бондарев В.П. 44
Борсук О.А. 46, 228
Бредис О.А. 135
Будаев Р.Ц. 149
Булочникова А.С. 47, 49
Введенская А.И. 227
Вдовина И.А. 51
Виноградова О.В. 151
Владимиров В.Г. 139
Волков А.В. 52
Волкова Т.И. 153
Воропаева И.С. 147
Воскова А.В. 167
Выркин В.Б. 84
Высоцкий Е.М. 139
Гаврилов А.А. 16, 17
Глейзер И.В. 154
Голосов В.Н. 44
Григорьев И.И. 121
Григорьева Т.М. 54
Гусаров А.В. 56
Демьянович Н.И. 86
Дергаусова М.И. 156, 219
Деркач А.А. 83
Егоров И.Е. 154
Енгальчев С.Ю. 57
Еникеев Ф.И. 158
Епифанов В.А. 88
Еременко Е.А. 60, 159
Ефремов Ю.В. 18, 161, 163
Жиров А.И. 20
Зинченко А.Г. 90
Зыкин В.С. 91
Зыкина В.С. 91
Иванова Н.Н. 44
Иванова Т.А. 57
Иметхенов А.Б. 165
Инжеваткин В.М. 59
Казанский Б.А. 93
Караваев В.А. 167
Кармышева И.В. 139
Карпухин С.С. 35
Ким В.И. 94
Кириянова О.М. 126
Кичигин А.Н. 46
Кобылкин Д.В. 165, 216
Ковальчук И.П. 169
Козлова К.Г. 171
Кокин О.В. 96
Коковкин А.А. 97, 173
Коллеганова Д.А. 212
Коломиец В.Л. 149, 175
Константинов Е.А. 60
Копнина В.В. 62
Коркин С.Е. 177
Короткий А.М. 99
Косевич Н.И. 179, 180
Костомаха В.А. 227
Красноштанова Н.Е. 64
Кузнецова Ю.С. 101
Куйбида М.Л. 139
Куйбида Я.В. 139
Кулаков А.П. 103
Куржанова А.А. 182
Лапин П.С. 66
Ларин С.И. 104
Лебедева Е.В. 183
Ликкутов Е.Ю. 22
Лопатин Д.В. 67, 185, 187
Лоскутов Ю.И. 24, 190
Лотоцкий Г.И. 192
Макаров С.А. 194, 196
Мамедов Г.М. 69
Маркелов М.В. 44
Матлахова Е.Ю. 203
Махинов А.Н. 94, 197
Марусин К.В. 134
Мельниченко Ю.И. 71
Мистрюков А.А. 218
Морозов О.Н. 165
Мусатов Ю.Е. 26
Мыхнович А.В. 169
Мясников Е.А. 106, 199
Назаров Н.Н. 108, 109
Невский В.Н. 27
Немцова Г.М. 227
Непоп Р.К. 72, 141
Нестерова Л.А. 135
Нестерова О.Е. 112
Новиков И.С. 69
Новикова Н.Г. 200
Опекунова М.Ю. 196, 202
Орлова Л.А. 91
Панин А.В. 159, 203, 205, 221
Паранина Г.Н. 29
Пахомова О.М. 203
Петрасов А.В. 114
Петрова Е.В. 115
Пилипович О.В. 169
Платонова С.Г. 207
Подгорбунский К.В. 52
Попков В.И. 209, 211, 212
Потёмкина Т.Г. 214
Романенко Ф.А. 31, 49
Рыжов Ю.В. 117, 216
Рысин И.И. 119, 121
Савельева П.Ю. 218
Савинова В.В. 219
Сазонов И.Г. 212
Самсонова С.Ю. 74
Санников Г.С. 123
Сафина Г.Р. 124
Селезнева Е.В. 221
Симонов Ю.Г. 33, 35
Сковитина, Т.М. 187, 223
Солодянкина С.В. 126, 137
Староверов В.Н. 225
Староверов О.Н. 225
Судаков Н.Г. 35
Судакова Н.Г. 227
Сычева С.А. 54
Съедин В.Т. 71
Тарбеева А.М. 128
Тимашев И.Е. 228
Токарева Е.А. 130
Тюменцева Е.М. 132
Уфимцев Г.Ф. 37, 233, 236
Федорова Е.А. 134
Филинов И.А. 233
Филиппов В.В. 205
Финаров Д.П. 135
Фомкина О.М. 231
Хабидов А.Ш. 134
Черкашин А.К. 39, 64, 137
Черноморец С.С. 114
Шавель Н.И. 67
Шеремецкая Е.Д. 54
Штырова В.К. 112
Щетников А.А. 233

