В сборник вошли материалы, посвященные современным концепциям и новейшим методам исследований в области геоморфологии, рассмотрены вопросы региональной и прикладной геоморфологии, большое внимание уделено актуальным проблемам геоморфологии Крымского региона.

**Материалы XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН**
ТОМ 2

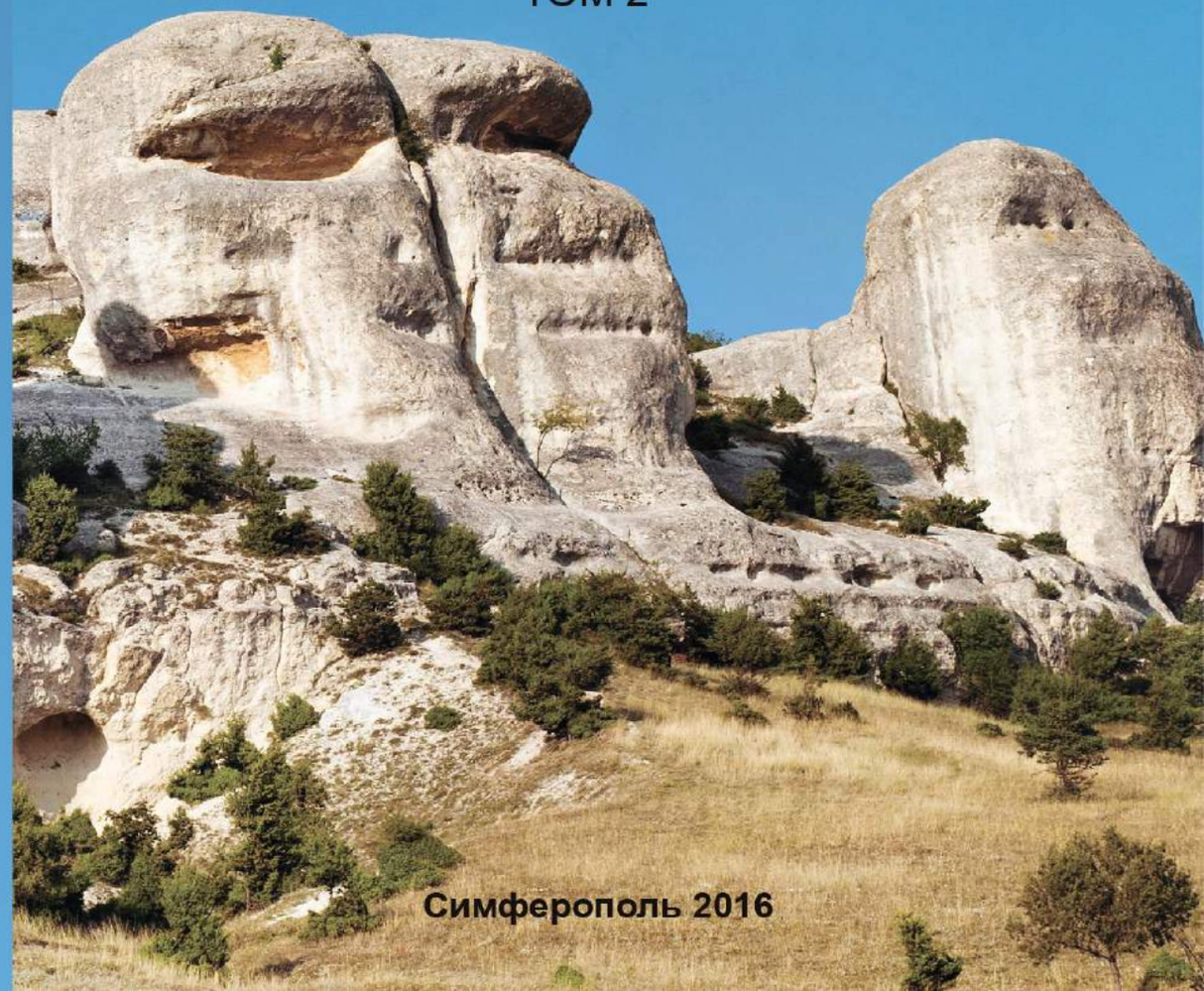

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КОМИССИЯ
КРЫМСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМ. В.И. ВЕРНАДСКОГО
ТАВРИЧЕСКАЯ АКАДЕМИЯ


# ТЕОРИЯ И МЕТОДЫ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

## Материалы XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН

Симферополь, 3-8 октября 2016 г.

ТОМ 2




Симферополь 2016

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КОМИССИЯ
КРЫМСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМ. В.И. ВЕРНАДСКОГО
ТАВРИЧЕСКАЯ АКАДЕМИЯ
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ
КАФЕДРА ЗЕМЛЕВЕДЕНИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИИ
УМНЦ «ИНСТИТУТ СПЕЛЕОЛОГИИ И КАРСТОЛОГИИ»

# ТЕОРИЯ И МЕТОДЫ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

**Материалы**
**XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН**
**Симферополь, 3-8 октября 2016 г.**
**Таврическая академия**
**Крымский федеральный университет**
**им. В.И. Вернадского**

## ТОМ 2

Симферополь – 2016

УДК 551.4

*Сборник выпущен при финансовой поддержке РФФИ, проект № 16-05-20635*

**Теория и методы современной геоморфологии:** Материалы XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН, Симферополь, 3-8 октября 2016 г. / Отв. ред. Кладовщикова М.Е., Токарев С.В. – Симферополь, 2016. – Том 2. – 424 с.

В сборник XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН вошли материалы, посвященные современным концепциям и новейшим методам исследований в области геоморфологии, рассмотрены проблемы региональной и прикладной геоморфологии, большое внимание уделено актуальным проблемам геоморфологии Крымского региона.

**Theory and Methods of Modern Geomorphology:** Proceedings of XXXV Plenary Meeting of RAS Geomorphological Committee, Simferopol, 3-8 October 2016 / Ex. Ed. M.E. Kladovschikova, S.V. Tokarev. – Simferopol, 2016. – 424 p.

Present body of articles of RAS Geomorphological Committee XXXV Plenary Meeting includes papers on modern conceptions and newest research methods, considering issues of regional and applied geomorphology, with emphasis on actual geomorphological problems of the Crimea.

***Организационный комитет XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН:***

*Председатели Программного комитета:* проф., д.г.н. *Воронин И.Н.,* член-корр. РАН, проф., д.г.н. *Соломина О.Н.*

*Председатели Организационного комитета:* проф., д.г.н. *Вахрушев Б.А.,* проф., д.г.н. *Чичагов В.П.*

*Члены Оргкомитета:* к.г.н. *Амеличев Г.Н.*, д.г.н. *Баженова О.И.*, д.г.н. *Болысов С.И.*, д.г.н. *Бредихин А.В.*, д.г.н. *Буланов С.А.*, д.г.н. *Игнатов Е.И.*, д.г.н. *Пасынков А.А.*, д.г.н. *Поздняков А.В.*, д.г.н. *Рыжов Ю.В.*, д.г.н. *Свиточ А.А.*, д.г.н. *Симонов Ю.Г.*, д.г.н. *Чумаченко А.Н.*, к.г.н. *Шварев С.В.*

*Ученые секретари:* к.г.н. *Кладовщикова М.Е.*, *Токарев С.В.*

*Компьютерная верстка и оформление: Амеличев Е.Г.*

*Фото на обложке - Амеличев Г.Н., Тимохина Е.И., Токарев С.В.*

Электронная версия сборника материалов доступна на http://www.geomorph.cfuv.ru/

© Коллектив авторов, 2016

© Геоморфологическая Комиссия РАН, 2016

© Кафедра землеведения и геоморфологии Таврической академии Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского, 2016

# ГЛАВА 4
# СТРУКТУРНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

## МОРФОСТРУКТУРА ЮЖНОГО ПРИУРАЛЬЯ ИЗ КОСМОСА

*Барышников В.И.*
Башкирский государственный университет, Уфа, Россия, bvialpgeo@yandex.ru

## THE SOUTHERN URALS MORPHOSTRUCTURE FROM THE SPACE

*Baryshnikov V.I.*
Bashkir State University, Ufa, Russia, bvialpgeo@yandex.ru

Исследование новейших движений и морфоструктуры Южного Приуралья в настоящее время имеет практическую значимость в связи с плотным промышленным освоением региона и сопровождающей его, нарастающей экологической напряжённости. Сложностью исследований стала ограниченность использования геологических методов по причине малоамплитудного проявления движений и маломощного неоген-четвертичного покрова. Хороший результат изучения морфоструктур в региональном плане дают материалы космической съёмки (КС). Их свойство видеть объект в целом с пограничными контактами позволяет через структурно-геоморфологический анализ и геоиндикационную базу детализировать объект изучения и районировать его положение в региональном структурном плане.

Изучением новейших движений Южного Приуралья и его структурных планов занимались многие исследователи. В частности, после открытия ряда нефтяных месторождений большой интерес был проявлен нефтяниками. Изучалась возможность выявления по современному рельефу погребённых структур палеозоя, как прогнозных нефтеносных объектов для их дальнейшей разведки (А.Я. Виссарионова, 1949; Л.Н. Розанов, 1952, 1953,1957, 1960 гг.) и др.

С 1953 г. изучением новейших движений ЗК региона занимался институт геологии Башкирского филиала АН СССР. Работами творческого коллектива под руководством профессора Г.В. Вахрушева была заложена основа принципов морфоструктурного анализа, районирования и составления карт новейшей тектоники Южного Приуралья [1, 2].

Появление материалов КС позволило продолжить развитие представлений о морфоструктурном формировании региона. Для работы был выбран чёрно-белый снимок масштаба 1:1000000, сделанный в спектральном диапазоне 0.5-06 мкм, в мае 1974 года (рис. 1).

Анализ фоторисунка проводился по методике, созданной автором для структурного прогноза при нефтепоисковых работах в платформенной части Южного Приуралья. В основе методики лежат приёмы изучения неоген-четвертичного структурного плана региона и геоморфологическая база индикаторов выявления

генетических и морфологических типов рельефа [3]. Принципиальным положением методики было: «выявление зависимости тонально-текстурных полей фотоизображения от новейших морфогенетических типов рельефа, его новейших структурно-тектонического и морфоструктурного планов и литологии рельефообразующих пород». Важным методическим приёмом анализа фотоизображения является принцип «от общего к частному», в основе которого лежат такие свойства материалов КС как обзорность и информативность.

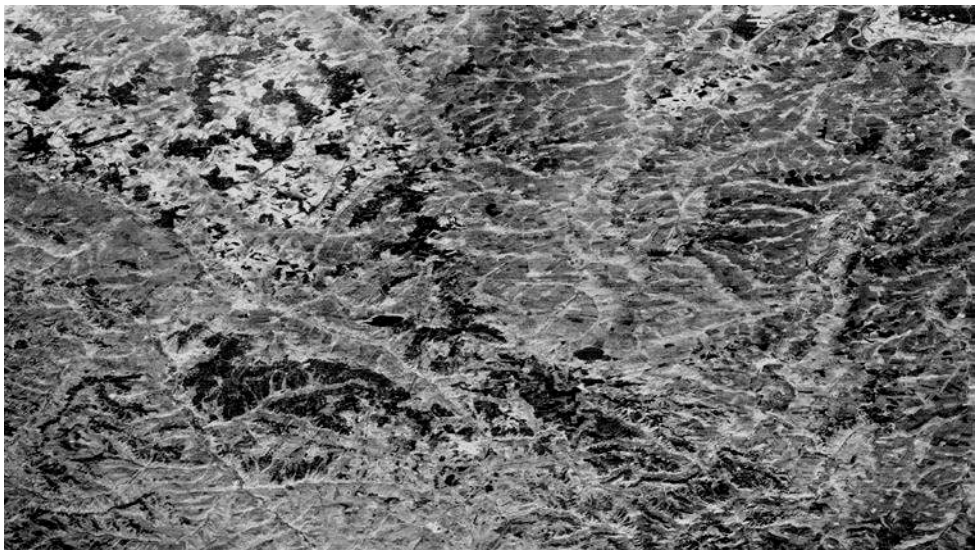


Рис. 1 Фрагмент Южного Приуралья
(два тёмных овальных пятна в центре снимка озёра Кандры-куль и Асли-куль)

Последовательность применения приёмов анализа складывалась из: а) районирование тонально-текстурных полей и линеаментной сетки; б) последующей их идентификацией с ландшафтом и рельефом территории; в) выявление закономерностей рисунка расположения элементов рельефа; г) вещественный состав форм рельефа; д) генезис форм; е) границы распространения четвертичного покрова.

Региональное районирование территории по тонально-текстурным полям, типам рельефа в границах полей и геоиндикаторам новейших движений дало возможность выделить несколько морфоструктурных образований разного ранга и знака. Это крупные - Шаран-Белебеевская (А), разбитая на два выступающих блока – Северный ($А_1$) и Южный ($А_2$) разделённых Кандринской седловиной (К), и две отрицательных – Чермасанский прогиб-депрессию (Б) и Дёмскую долину-грабен (В). Выявленные в фотоизображении локальные кольцевые, овальные и линейные рисунки текстурных полей отражают тектонически активные в неоген-четвертичное время элементы структурного плана региона, локальные структурные образования – валы, купола, блоки, флексуры, зоны

трещиноватости и т.д., прослеженные и оконтуренные по геоиндикационным признакам (рис. 2).

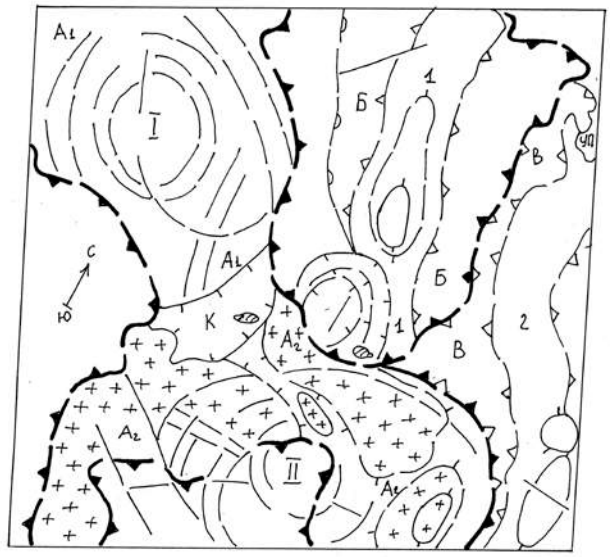



Рис. 2. Схема морфоструктурного районирования Южного Приуралья
А–Шарано-Белебеевское поднятие (морфоструктура), $А_1$ – Северный блок, $А_2$ – Южный блок, К – Кандринская седловина, Б – Чермасанская впадина-депрессия, В – Дёмская долина-грабен, 1 – Асликульский вал, 2 – Дёмско-Сергеевский вал, I – Шаранская кольцевая структура, II – Ермекеевская кольцевая структура, УП – Уфимский «полуостров» (г. Уфа), + + + - денудационные срезы вершинных, х х х – поверхностей блоков дробления

Шаранская и Ермекеевская кольцевые интерпретируются как аномальные структурные образования в рельефе неоген-четвертичного плана, отражающие погребённые очаги, возбуждающие облекающие напластования палеозойского разреза. В основании Шарано-Белебеевского поднятия по палеозойскому разрезу $D_2$ - $P_2$ лежит южная вершина герцинского Южно-Татарского свода, наследующего выступ кристаллического фундамента. Палеотектоническая расчленённость юго-востока ВЕП подготовила и предопределила заложение и развитие современного структурного плана региона. В неотектонический этап, на границе миоцена и плиоцена произошла активизация тектонических подвижек земной коры региона, фундамент Восточно-Европейской платформы раскололся, и поднялись его блоки. Глыбовые перемещения завершили морфогенез её структур. В структурном плане территория окончательно оформилась, «доведя в неогеновое время их тектонический рисунок до современного вида» [4, 5]. Вовлечённые в перемещение блоки морфоструктуры, проявили разную степень активности – спокойную Северный, с плавными формами рельефа и слабым

расчленением, и активную Южный, на что указывает его раздробленность на более мелкие образования. Дёмская долина-грабен, как структурная зона, наследует через весь палеозойский разрез от кыновского горизонта нижнего девона аналогичный структурный объект, названный нефтяниками Сергеевско-Дёмский грабенообразный прогиб [6].

Литература

1. Вахрушев Г.В. Неотектоника и зональное развитие рельефа на Южном Урале. В кн. «Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии», сб. 2. Уфа, 1959.
2. Рождественский А.П. Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. Москва, «НАУКА», 1971. 303 с.
3. Барышников В.И. Дистанционные исследования в геологопоисковых работах на нефть. В кн. Минерально-сырьевая база РБ: реальность и перспективы. Уфа, Тау, 2002. С. 134-144.
4. Хачатрян Р.О. Тектоническое развитие и нефтеносность Волжско-Камской антеклизы. Москва, «Наука», 1979. С. 117-120.
5. Барышников В.И. Кольцевые структуры Южного Приуралья – как прогнозный нефтепоисковый признак. В жур. «Евразийский Союз Учёных (ЕСУ)», № 8/2014, часть 5. Москва, 2014. С. 90-93.
6. Барышников В.И. Грабены юго-востока Восточно-Европейской платформы. В сб. мат. X-й Межрегиональной Н-ПК «Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий». Уфа, ИГ УНЦ РАН, 2014. С. 3-6.

## РЕЛЬЕФ ДНА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПЛАТО НАЙ (ЮЖНО-КИТАЙСКОЕ МОРЕ)

*Белоус О.В., Леонова Т.Д.*
Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия, leon@poi.dvo.ru, belous@poi,dvo.ru

## THE BOTTOM RELIEF OF THE NAY PLATEAU NORTH PART (THE SOUTH CHINA SEA)

*Belous O.V., Leonova T.D.*
V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia, leon@poi.dvo.ru, belous@poi,dvo.ru

Геоморфологические исследования на акватории Южно-Китайского моря проводились в соответствии с договором о научном сотрудничестве ТОИ ДВНЦ АН СССР (впоследствии ДВО РАН) и ИМИ НЦНИ. Несмотря на многочисленные исследования, рельеф и глубинное строение многих участков этого региона до сих пор остается слабо изученным из-за недостатка данных и сложных усло-

вий для выполнения морских исследований. Район депрессии подводного плато Най был рекомендован для дальнейших поисковых работ, как ранее малоизученный.

Исследуемый участок находится в регионе, где линейная эпирифтовая впадина, сформированная за счет сноса осадков, сочленена с обширным террасированным склоном, характеризующимся сложной структурой осадочного чехла. Мозаика блоковых поднятий и опусканий, разделенных линейными ступенями, каньонами переходит в достаточно обширное плато Най, которое на востоке ступенчато погружается в сторону глубоководной котловины [1].

В представленной работе были использованы материалы, полученные авторами в морских экспедициях на НИС «Профессор Гагаринский» (1990-91 гг.). Был проведен эхолотный промер, измерения выполнялись по сети профилей преимущественно субширотного направления. В результате, были составлены: батиметрическая карта, батиметрические профили.

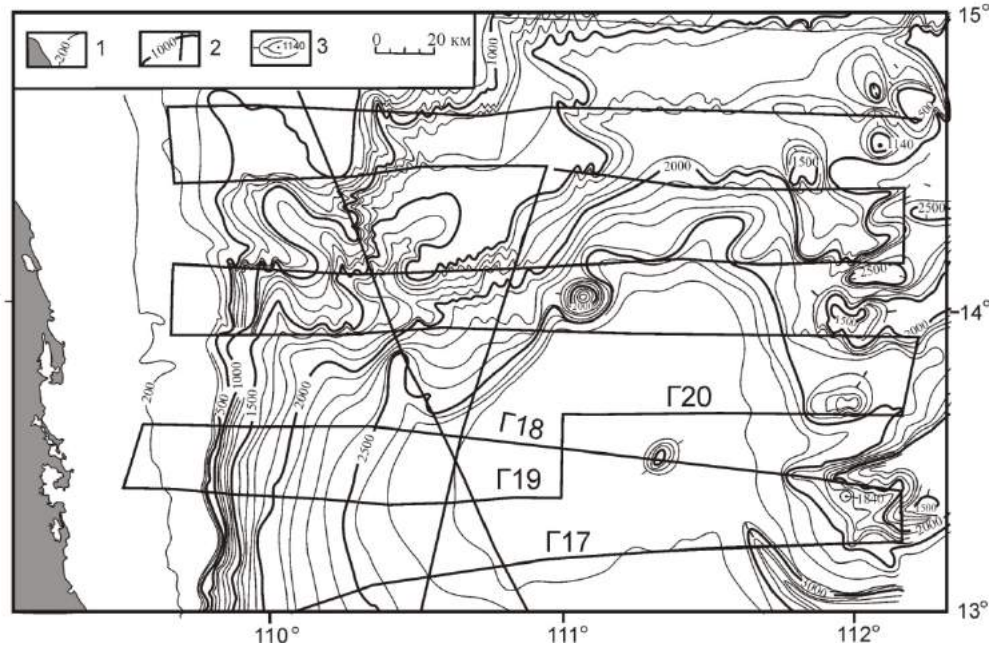



Рис. 1. Батиметрическая схема и промерные галсы: 1 – изобаты; 2 – основные изобаты; 3 – отличительные глубины.

Детально проведенные исследования на полигоне позволили выявить участки, различающиеся по морфологии морского дна.

Четкий перегиб на глубине 300 метров характерен для континентального склона в юго-западной части исследуемого района (рис. 1, 2). В верхней части склон крутой, с глубины 1600 м его крутизна уменьшается, а в основании склона он становится пологим и переходит в глубоководную ступень плато Най. Ге-

неральное простирание склона субмеридиональное, практически параллельное береговой линии; он слабо расчленен.

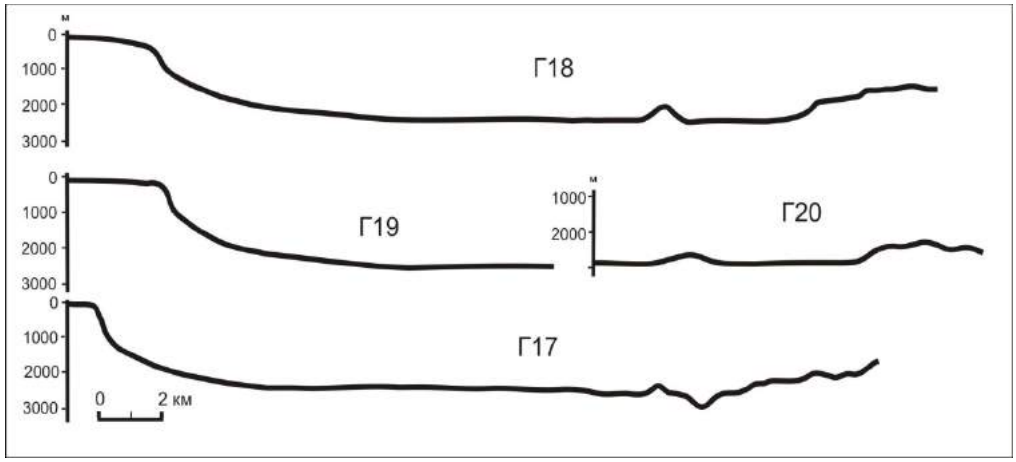



Рис. 2. Батиметрические профили

Континентальный склон в юго-западной части исследуемого района крутой в верхней части, однако с глубины 1600 м его крутизна уменьшается, а в основании склона в интервале 2200-2600 м он становится еще более пологим и переходит в глубоководную ступень. Генеральное простирание склона субмеридиональное, практически параллельное береговой линии; он слабо расчленен.

Севернее 14° с.ш. направление и характер расчлененности склона меняются - он постепенно становится субширотным, а его поверхность осложнена ступенями и расчленена системой подводных долин (рис.1). Самая крупная долина выделена в зоне сочленения участков континентального склона субмеридионального и субширотного простирания. В верховьях она состоит из двух депрессий с пологими ассиметричными бортами. Западная, более широкая, начинается на глубине около 600 м, протягивается с северо-запада на юго-восток и на глубине 1600 м сливается со второй ложбиной - более узкой, вытянутой с северо-востока на юго-запад, начинающейся на ступени континентального склона на глубине 1500 м.

К северу и востоку от описанного каньона на склоне выделена серия ступеней (рис.1). Поверхность их субгоризонтальна и слаборасчленена. Они отделены друг от друга уступами высотой до нескольких десятков метров. Откосы между ступенями расчленены большим количеством мелких подводных долин, что характерно для Южно-Китайского моря [2]. Глубина и расчлененность склона в восточном направлении увеличивается, а простирание ступеней изменяется с северо-восточного на субширотное приблизительно по 111° в.д. Примечательно, что на этой долготе у подножия склона расположено отдельно стоящее куполообразное поднятие, вершина которого находится на глубине 1400

м, а превышение над уровнем основания составляет 1200 м. Общий наклон поверхности дна северного участка рассматриваемого полигона – юго-западный – южный.

Восточная часть полигона занята меридионально вытянутой цепочкой возвышенностей (рис. 1). Рельеф дна этой части полигона сложный, ячеистый, что обусловлено сложным строением фундамента; перепад глубин составляет 800 и более метров. Северные возвышенности имеют изометричную форму, а к югу поднятия и разделяющие их впадины вытянуты в субширотном направлении. Вершинные части крупных поднятий выровнены и находятся на различных гипсометрических уровнях

Плоская поверхность глубоководной ступени, занимающая центральную и южную часть полигона и оконтуренная изобатой 2800 м, представляет северную обширную аккумулятивную террасу плато Най (рис. 1, 2). Здесь на сложном сочетании разломов различной ориентации расположена крупная депрессия, выполненная осадками мощностью более 6 км [1]. Рельеф ступени осложняют куполообразные поднятия. Их относительная высота колеблется в интервале 100-400 м.

В результате исследований были выявлены следующие закономерности: морфология континентального склона в пределах рассматриваемого полигона различается: выделяются участки (а) практически нерасчлененные, (б) в разной степени изрезанные подводными долинами, (с) осложненные ступенями, расположенными на разных гипсометрических уровнях, что соответствует проведенным ранее исследованиям [3]. Причем, на расчлененность склона оказывают влияние как эндогенные, так и экзогенные факторы.

Деструктивные процессы, сформировавшие котловину Южно-Китайского моря [4, 5], наложили свой отпечаток и на рассматриваемую акваторию. Максимально они проявились в центральной и южной части исследуемой площади. Здесь образовалась депрессия, отмечаемая интенсивной отрицательной аномалией гравитационного поля. Растрескивание континентальной окраины привело к заложению мощного каньона, пересекающего склон с северо-запада на юго-восток. Скрытая зона тектонических нарушений протягивается с северо-востока на юго-запад и «срезается» структурами этого каньона. Стабильные блоки сохранились лишь по периферии, но и они расколоты разломами субширотного направления.

Литература

1. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии /Кулинич Р.Г., Заболотников А.А., Марков Ю.Д. и др. М.: Наука, 1989. 256.

2. Вербицкий В.Л., Жущиховский С.Д., Мельниченко Ю.И., Теницкий И.И. О морфотектонике западной части Южно-Китайского моря по результатам морфометрического анализа рельефа дна // Геоморфологические исследования активных океанических окраин. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 78-86.

3. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М.: Высшая школа, 1979. 277 с

4. Kulinich R. G., Obzirov A. L., Zdorovenin V. V. et al. Строение зоны сочленения вьетнамского шельфа с глубоководной котловиной Южно-Китайского моря и проблема эволюции этого региона // First Conference on Geology of Indochina. Ho Chi Min City, 5-7 Dec., 1986. V.I. P. 409-423.

5. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А.. Сергеева Н.А., Нилисевич М.В. Глубинное строение континентальных окраин региона Южно-Китайского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2011 №2. Выпуск №18. С. 52-72.

## ПРОЯВЛЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ ЛИНИЙ РЕЛЬЕФА В ЛАНДШАФТЕ

*Болейчук И.Р.*
Таврическая академия Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского, Симферополь, Россия, iboleychuk@mail.ru

## THE EXPOSURE OF RELIEF STRUCTURAL LINES IN THE LANDSCAPE

*Boleychuk I.R.*
Taurida Academy of V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol, Russia, iboleychuk@mail.ru

Изучение пространственной дифференциации ландшафтно-геофизических характеристик в ландшафтных комплексах на современном этапе становится более доступным благодаря нахождению и апробации методов обьективного выявления геотопологической структуры территории на разных пространственных уровнях.

В данном исследовании наибольший интерес предсталяют структурные линии, так как они «реагируют» на потоки приходящие извне ландшафта, а также в большинстве случаев влияют на их пространственную дифференциацию.

Структурные линии рельефа имеют важное ландшафтообразующее значение, влияя тем самым на структуру и функционирование ландшафтных комплексов. В большинстве случаев структурные линии выступают общегеографическими границами, разделяющие на элементарные отдельности все геоявления [1].

Детальный анализ полных групп всех возможных комбинаций элементов и форм рельефа предложил А.Н. Ласточкин. Он разработал морфологическую классификацию элементов рельефа, выделив линейные (структурные линии), точечные и площадные элементы. Для данного исследования наибольший интерес представляют структурные линии, так как они дают возможность определить участки и линии, на которых происходят наиболее важные изменения процессов, достигаются максимальные или минимальные значения геоявлений.

А.Н. Ласточкин [2] выделяет структурные четырех видов, которым соответствуют основные геотопологические параметры земной поверхности.

Первый вид включает гребневые и килевые линии. Второй – линии максимальных и минимальных уклонов земной поверхности. Третий - линии выпуклых и вогнутых перегибов склонов.

Первые три вида структурных линий направленные на дискретизацию земной поверхности в профиле. Четвертый же вид, представленный единственным типом – морфоизографы. Последние фиксируют естественную делимость земной поверхности, выступая в качестве боковых ограничений склонов, характеризующихся вогнутой, выпуклой и прямолинейной формой в плане.

Гребневая линия, упоминаемая в литературе как «водораздел», «гребень», «водораздельная линия», является линией плановой корреляции точек с максимальными (минимальными) значениями высоты (глубины).

Килевая линия соединяет точки с минимальными (максимальными) значениями высоты (глубины), эта линия соответствует тальвегам, руслам.

Линии максимальных и минимальных уклонов отображают зоны интенсивности нисходящего жидкого и твердого стока.

Имея наибольшее количество синонимов, линии выпуклых (бровка, край, изгиб) и вогнутых (тыловой шов, угол подножия, подошва ската) перегибов определяют смену интенсивности и формы жидкого и твердого стока по земной поверхности.

Морфоизографы разделяют участки с дивергенцией (разбегинием) и конвергенцией воды, линии на которых горизонтальная кривизна равна нулю.

В ландшафте структурные линии проявляют себя как границы-барьеры, способствующие задерживать, рассеивать, ослаблять, усиливать и трансформировать потоки. Каждый поток по-разному трансформируется структурными линиями.

По типу воздействия на потоки согласно классификации Т.В. Бобры [3] границы делятся на дивергентные, конвергентные и барьерно-трансформационные.

Посему, самым важным в данном исследовании является определение роли структурных линий в распределении ландшафтно-геофизических характеристик.

*Гребневые и килевые структурные линии.* Распределение ландшафтно-геофизических характеристик зависит от характера водораздельной линии.

При четко выраженному гребню СЛ выполняет светораздельную функцию. В данном случае водораздел становится границей экспозиции. Таким образом,четко выраженная гребневая линия влияет на формирование как минимум двух местоположений (склон северной и южной экспозиции). Килевые линии, как и водораздельные, обычно являются светораздельными, а также линиями конвергенции водных потоков. На тальвегах происходит сбор не только воды, но и загрязняющих веществ, которые могут быть растворены в воде, влекомы водой и воздухом (движущимся вниз по долине).

Распределение скорости ветра зависит от характера структурной линии. Гребневидный водораздел при ориентации поперек ветрового потока выступает сильным барьером для потока. Наибольшие скорости ветра наблюдаются на водораздельных поверхностях, а также для верхних частей наветренных склонов. Для скорости ветра не менее важными являются характеристики самого ландшафта – шероховатость, ярусность растительного и микрорельефом [1]. Совокупность таких характеристик приводит к изменению характера встречи потока, его трансформации.

Дифференциация снежного покрова не имеет прямой связи со структурными линиями. Дифференциация последнего коррелирует со скоростью ветра, увеличиваясь на участках, где скорость ветра уменьшается, а также от характеристик ландшафта: растительного покрова, характера микрорельефа и высоты. Более детально перераспределение снежного покрова показал Р.В. Горбунов [4] на примере Карадагского заповедника. Он делает заключение, что важнейшим значением для накопления снега на локальном уровне имеет наличие снегосбора, существование которого обычно зависит от случайных обстоятельств в распределении мезоформ рельефа.

Таким образом, гребневые и килевые линии четко связаны с гравитационной позицией. По отношению к циркуляционной и радиационной позици связь ослабевает. Более того циркуляционные потоки часто меняют направление даже в одной точке.

В ландшафте *линии максимальных и минимальных уклонов* земной поверхности играют важную роль при дифференциации ландшафтно-геофизических процессов на склонах. В зоне максимальных уклонов происходит резкое изменение процессов: интенсивность денудации, водной эрозии, твердого и жидкого стока, разрушение почвенного покрова с дальнейшей сменой характера увлажнения почв. Слабый почвенный покров в зоне наиболее интенсивного сноса проявляется обычно в отсутствии растительности.

*Линии выпуклых и вогнутых перегибов склонов* определяют изменение интенсивности жидкого и твердого стока. Перегиб склона приводит к изменению геоморфологических процессов, характера передувания снега, скорости ветра, испарения.

На положительном перегибе снег сдувается, влага задерживается плохо, происходит снос рыхлого материала. Это в свою очередь не способствует формированию хорошо развитого почвенно-растительного покрова. Последнее способствует усилению названных процессов. Таким образом, возникает положительная обратная связь с усилением всех перечисленных явлений [5].

На вогнутых перегибах создаются условия для накопления снежного покрова, снижения скорости ветра и испарения, накопления рыхлого материала, что влечет за собой развитие растительного покрова. Растительность, в свою очередь, способствует дополнительному задержанию снега, влаги и рыхлого материала.

*Морфоизографы* выполняют функцию боковых ограничений склонов. При пересечении этого вида структурных линий изменяются горизонтальная кривизна поверхности, концентрация (конвергенция) и степень рассеяния (дивергенция) нисходящих потов. С изменением кривизны происходит смена характера ландшафтно-геофизических характеристик. Это является принципиально важным вопросом при рассмотрении перераспределении влаги, рыхлого материала и снегового покрова, вредных и полезных компонентов.

Соответственно, выпуклые и вогнутые склоны, разграничены морфоизографами, будут сильно отличатся по условиям увлажнения и геоморфологическим процессам. Так выпуклые в плане склоны при прочих равных условиях будут более иссушены. На вогнутых склонах в свою очередь будут создаваться условия для растительного покрова. Даже в степной зоне нижние части таких склонов обычно покрыты кустарниками.

Описанные связи ландшафтных процессов со структурными линиями рассмотрены в условиях Горного Крыма на локальном уровне.

Таким образом, роль структурных линий наиболее четко проявляется в дифференциации таких ландшафтно-геофизических характеристик как влажность почвы, распределение прямой солнечной радиации. Следовательно, такое распределение в основном и определяет формирование почвенного и растительного покровов на локальном уровне Горного Крыма.

Литература

1. Боков В.А. Роль местоположений в формировании ландшафтно-геофизической дифференциации на локальном уровне / В.А. Боков // Ученые записки ТНУ. Т. 27 (66), 2014. С. 16-26.

2. Ласточкин А.Н. Системно-морфологическое основание наук о Земле (геотопология, структурная география и общая теория геосистем) / А.Н. Ласточкин. СПб.: издательство НИИХ СПбГУ, 2002. 762 с.

3. Бобра Т.В Ландшафтные границы: выявление, анализ, картографирование. Научная монография / Т.В. Бобра. Симферополь, 2005. 168 с.

4. Горбунов Р.В. Собственная диссиметрия склоновых локальных ландшафтных комплексов / Р.В. Горбунов // Экосистемы, их оптимизация и охрана. 2011. Вып.4. С. 157-173.

5. Боков В.А., Смирнов В.О. Использование местоположений для расчета показателей тепла и влаги /В.А. Боков, В.О. Смирнов // Культура народов Причерноморья. 2009. № 172. С. 187-192.

# ИЕРАРХИЧЕСКАЯ УНАСЛЕДОВАННОСТЬ МОРФОСТРУКТУРНОЙ ОРГАНИЗАЦИИ РЕЛЬЕФА ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

*Бондаренко Н.А., Куропаткина Т.Н., Любимова Т.В.*
Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия,
nik_bond@mail.ru,
kharchenkotanya@mail.ru, tv-luy@yandex.ru

# HIERARCHIC INHERITANCE OF RELIEF MORPHOSTRUCTURAL ORGANIZATION OF THE NORTH-WEST CAUCASUS BLACK SEA COAST

*Bondarenko N.A., Kuropatkina T.N., Lyubimova T.V.*
Kuban State University, Krasnodar, Russia, nik_bond@mail.ru,
kharchenkotanya@mail.ru, tv-luy@yandex.ru

***Актуальность.*** На Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа особенно четко проявляется тот факт, что все основные элементы рельефа являются новейшими тектоническими структурами. В той или иной степени изучением морфометрии, морфоструктур и блокового строения данной территории занимались А.В. Маринин [1], Я.И. Трихунков [2, 3], П.Б. Нетребин [4]. Задача, которая решалась в рамках данного исследования, состояла в анализе структурной неоднородности участка Черноморского побережья, получившей морфологическое выражение в поверхностном рельефе на неотектоническом этапе его развития.

***Объект изучения и исходные данные.*** Известно, что Северо-Западный Кавказ состоит из нескольких поперечных блоков второго порядка: Анапский, Геленджикский, Туапсинский, Пшехско-Адлерский. Между ними расположены три поперечные ступени: I – Новороссийская, II – Афипская и III – Лазаревская.

В качестве объекта изучения был выбран Геленджикский макроблок. Геленджикский макроблок с точки зрения тектонического строения принадлежит Новороссийскому синклинорию [5]. Геоморфологически площадь соответствует Афипско-Дефановской орографической ступени, которая имеет преимущественно низкогорный рельеф с обширными депрессиями [6]. Согласно схемы неотектонического районирования [7] территория представляет собой чередование продольных и поперечных горстов и грабенов и непосредственно принадлежит Джанхотскому поднятию и Идукопасскому блоку, последний ограничен Мезыбским и Краснощельским сбросами.

***Методика работы.*** Исходным материалом послужили топографическая карта М 1: 50000. Для выявления особенностей строения территории были использованы морфоструктурный и морфометрический методы (Философов) [8], выяснялись закономерности планового распространения долин различного по-

рядка и вершинных поверхностей, выделенных по формальным признакам. Заложение речных долин, как правило, предопределяется тектоническими условиями: они развиваются преимущественно вдоль разломов и зон повышенной трещиноватости. При перестройке структурного плана реки вынуждены приспосабливаться к растущим поднятиям. Среди преимуществ данного метода – экспрессность и ограничение исходного материала только лишь данными дистанционного зондирования.

***Полученные результаты***. Развитие эрозионных форм рельефа было изучено по речным бассейнам рек Хотецай, Джанхот, Азмашах, щель Темная, щель Красная. В результате была построена карта порядков долин и розы-диаграммы для элементов речной системы каждого порядка.

Анализ диаграмм показал, что для каждой из рек имеют место две смены преобладающего простирания элементов потоковой системы от первого порядка до третьего-четвертого. Принимая во внимание относительную молодость долин на рассматриваемой территории, можно заключить, что на протяжении новейшего этапа имело место смена условий протекания эрозионных процессов, что определяло развитие и становление геоморфологических структур – долин разного порядка.

Установлено, что элементы долин более низкого порядка ориентированы преимущественно на запад и северо-запад, а более высокого – на север-северо-запад. Такая ориентировка высокопорядковых речных долин совпадает с ориентировкой поперечных (антикавказских) разломов, сформировавшихся в пределах Кавказской складчатой системы. При этом разрывные зоны закономерно (с появлением новых генераций разломов) изменяют простирание долин по отношению к главной разломной зоне (направлению), что находит подтверждение в характере заложения эрозионной сети. Так расположение долин низкого порядка отражает повышенную трещиноватость массивов горных пород, сформированную при восходящих тектонических движениях и формировании локальных неотектонических структур.

Другим видом исследования было составление карт интенсивности расчленения рельефа. Расчлененность (вертикальная и горизонтальная) является наряду с формой (вытянутость, извилистость, кривизна) и плотностью (густота, равномерность) основным фундаментальным показателем рельефа.

Для участка побережья от Джанхота до щели Красной была построена карта вершинных поверхностей. Построение карты вершинных поверхностей ведется, обычно, по выбранному порядку водоразделов. В данной работе построение карты осуществлялось по всем порядкам водоразделов, за исключением водоразделов между мелкими промоинами и безводными щелями.

В результате выявлено, что центры неотектонических поднятий, которым соответствует большая густота эрозионной сети, соответствуют областям развития долин низшего порядка. Области неотектонического спокойствия, наоборот характеризуются медленным нарастанием порядков долин, сама длина долин значительно увеличивается и степень расчлененности уменьшается.

Построение карты блоков и рельефообразующих разломов [9] основывалось на теоретических положениях о ведущей роли тектонических движений в формировании рельефа: перемещение блоков происходит по разломам, а рельеф через изменение гипсометрического уровня поверхности отражает в себе сумму этих последовательных перемещений. Используя определённым образом соотношение высот отдельных участков, учитывая рисовку горизонталей и расположение гидросети, можно по топографической карте выявить блоковые структуры.

Так для территории пос. Джанхот – щель Красная было выделено 6 макроблоков. Максимальной приподнятостью относительно других отличаются территории макроблоков 5-го и 6-го (территория между притоками щели Красной и восточной частью территории и северо-восточной ее частью, начиная от истоков щели Красная), кроме этого происходит общий постепенный подъем территории с запада на восток.

***Выводы.*** Сопоставление карты эрозионного расчленения с картой расчлененности рельефа, картой блоков и рельефообразующих разломов свидетельствуют об их хорошей сходимости, и позволяет получить новую информацию о строении территории:

- ведущая роль в формировании рельефа принадлежит дифференцированным в пространстве и времени тектоническим движениям, которые проявляются в рельефе не только на уровне макроблоков и небольших блоков, но и более низком уровне;
- наиболее устойчивой унаследованностью отличаются разрывные деформации, наиболее крупные из которых совпадают с линиями разрывных нарушений, выделенных при неотектоническом районировании м 1:2000000, которые в свою очередь частично совпадают с блоковыми структурами-линеаментами, установленными при дешифрировании аэро- космоснимков;
- речные долины посредством избирательной эрозии закладываются по зонам тектонических нарушений, и чем выше порядок речной долины, тем более активную или глубокую тектоническую зону она наследуют.

Полученную информацию можно использовать в качестве достаточно надежного источника о современном геодинамическом состоянии исследуемой территории, с помощью неё можно локализовать зоны высокой геодинамической активности, выявить тектонические предпосылки для возникновения опасных явлений: оползни, сели, аварии на трубопроводах, разрушение дорог, мостов и пр.

Литература

1. Маринин А.В., Сим Л.А. Новейшее напряженное состояние и деформации на западном погружении Большого Кавказа // Геотектоника, 2015, № 5. С. 62-77.

2. Трихунков Я.И. Морфоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа // Геоморфология. 2009. № 2. С. 97-107.

3. Трихунков Я.И. Развитие кайнозойских морфоструктур Северо-Западного Кавказа / Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Москва, ИФЗ РАН, 2012 г. С. 108-112.

4. Нетребин П.Б. Морфометрический анализ рельефа Большого Кавказа. Автореф. диссер. на соискание уч. степ. канд геогр. наук. Краснодар, КубГУ, 2012. 25 с.

5. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., 1968. 482 с.

6. Региональная геоморфология Кавказа. М., 1979.

7. Несмеянов С.А. Неотектоническое районирование С-З Кавказа. М., 1992.

8. Философов В.П. 1975. Основы морфометрического метода при поисках тектонических структур / Саратов: Изд-во СГУ, 1975. 232 с.

9. Орлова А.В. Блоковые структуры и рельеф / А. В. Орлова. М.: Недра, 1975. 232 с.

## УНИКАЛЬНЫЕ ДИЗЪЮНКТИВНЫЕ СТРУКТУРЫ НА ЮГО-ВОСТОКЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ И ИХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ВЫРАЖЕННОСТЬ

*Брылев В.А.*
Волгоградский государственный социально-педагогический университет, Волгоград, Россия, brilev_vspu@rambler.ru

## UNIQUE DISJUNCTIVE PATTERNS ON THE RUSSIAN PLAIN SOUTH-EAST AND THEIR GEOMORPHOLOGIC EXTENT

*Brilev V.A.*
Volgograd State Social-Pedagogical University, Volgograd, Russia, brilev_vspu@rambler.ru

Несмотря на практически повсеместную освоенность Волгоградской области, здесь остаются уникальные участки природы, занесенные в список геолого-геоморфологических памятников природы. К ним относятся объекты, являющиеся уникальными геологическими структурами, разрезами, несущими в себе палеонтологическую летопись природы или представляющие следы прошлого присутствия каких-либо интересных явлений и процессов.

**Александровский грабен** – геологический памятник природы, располагающийся на берегу Волгоградского водохранилища, в 2-х км южнее станицы Суводская Дубовского района Волгоградской области. Впервые был описан академиком А.П. Павловым. Кроме геологического разреза, здесь была обнаружена уникальная дислокация – грабен.

Грабен (нем. Graben – ров, канава) – дислокация, участок земной коры, опущенный относительно окружающей местности по крутым или вертикальным тектоническим разломам.

В этом районе грабен обнаруживается по контакту неогеновых пород (белые пески ергенинской свиты и красные глины скифского яруса) с осадками палеогенового возраста (опоки, пески сызранской свиты). В тектоническом отношении грабен представлен собой зону разломов, протягивающуюся к югу от г. Камышин через пос. Горный Балыклей и выходящую к берегу водохранилища в 6 км к югу от последнего.

А.П. Павлов связал образование грабена с опусканием Прикаспийской низменности (Волгоградское Заволжье) по отношению к восточной окраине Приволжской возвышенности. Дислокация подобного рода больше нигде на Русской платформе не выражена столь ясно. Блок горных пород шириной 1,0-1,5 км опущен на 200 м [1]. Этот провал начал развиваться несколько миллионов лет назад. Здесь отмечаются следы существования и прибрежной зоны моря, и пресного неогенового озера, оставившего илистые осадки мощностью 25-30 м (этот участок носит название «Черный рынок»), и породы – индикаторы жаркого климата неогенового периода.

Наиболее интересный участок Александровского грабена обнажается в обрыве водохранилища у балки Суводской Яр. Здесь вскрываются пески серовато-зеленые, слюдистые (мощность – до 20 м), которые относятся к верхней части сызранского яруса; серый глинистый песчаник (5 м) и зеленовато-серые пески (10-12 м), относящиеся к камышинскому ярусу палеогена. К западу эти породы резко исчезают по сбросу и сменяются толщей песчаных глин красновато-бурого цвета, относящихся к скифской свите неогена. Эти глины образуют достаточно эффектные обрывы, изрезанные водными потоками. Граница между этими разновозрастными толщами четко видна на местности и обозначает разлом земной коры.

Из-под красных глин и на левом борту балки выходят белые косослоистые пески речного происхождения, относящиеся к ергенинской свите. Пески были сформированы в плиоценовую эпоху, во время существования на этой территории обширной речной системы Ергень-реки.

На противоположном правом склоне балки, осложненном оползнями, находится прекрасное геологическое обнажение монтмориллонитовых («шоколадных») глин хвалынского возраста. Вскрытие морских отложений на склонах балки доказывает её дохвалынский возраст, т.е. хвалынское море во время трансгрессии заходило в  это понижение, образовав в нем один из многочисленных ингрессионных заливов и отложив здесь характерные шоколадные глины.

Следуя вниз по течению Волги, на склоне выходит обнажение белых глин киевского яруса, еще дальше следуют зеленовато-коричневые глины майкопской свиты олигоцена и белые среднезернистые пески ергенинского возраста.

Еще дальше в обрыве появляются слоистые глины темного цвета, по-видимому, озерного происхождения, залегающие на ергенинских песках. Из-за несколько мрачного вида эта местность получила название Черный рынок [2].

За западным сбрасывателем вновь появляются породы палеогенового возраста – пески и песчаники сызранской и камышинской свит.

Горные породы палеогена содержат в себе большое количество остатков древних организмов – зубы акул, окаменевшие створки пелеципод (кардиум, острея и др.) и брюхоногих моллюсков (турителла). Александровский грабен утвержден как памятник природы в 1982 г.

**Столбичи и Щербаковский сброс** – геолого-геоморфологический памятник природы. Располагается вверх по течению р. Волги от г. Камышина, по правому берегу Волгоградского водохранилища, в 2 км к югу от с. Щербаковка в Камышинском районе Волгоградской области.

Столбичи представляют собой 10 огромных колонн высотой до 80 м, сложенных желтовато-серыми опоками, образовавшимися около 60 млн. лет назад. Они практически вырастают из волжских вод. На Волге нет более выдающихся объектов, напоминающих крепостную стену с башнями. Научная ценность объектов обусловлена спецификой природных условий, приведших к их образованию. Обрывы сформировались в результате подмыва этого участка берега Волги и последующим оформлением склона в результате действия воды и ветра. До создания водохранилища у уреза Волги располагался контакт палеогеновых опок с глинами мелового возраста. Мягкие глины размывались рекой, а залегающие выше опоки создали почти вертикальные обрывы.

У северной окраины Столбичей находится Щербаковский сброс. Разлом затоплен водами водохранилища и покрыт осыпями, поэтому на месте не наблюдается. Сброс выявляется по исчезновению серых песчанистых глин у первой колонны пород мелового возраста, а непосредственно у сброса они вновь появляются и выступают на высоту 6-8 м, где резко сменяются опоками. В глинах мелового возраста вблизи уреза воды определяются ростры белемнитов – вымерших головоногих моллюсков.

Таким образом, уникальность рассмотренных дизъюнктивов заключается в том, что Нижнее Поволжье – это юго-восточное окончание Русской плиты, и близость к орогену Кавказа объясняет наличие описанных структур, активных в новейшее время и поэтому выраженных в рельефе.

Литература

1. Брылев В.А. Эволюционная геоморфология юго-востока Русской равнины. Волгоград: Перемена, 2006. 350 с.

2. Экскурсии в родную природу / Науч.-поп. очерки по геогр. Волг. обл. / В.А. Брылев, А.В. Селезнева, Н.М. Клюшникова, И.С. Трофимова (Дедова). М.: Глобус, 2009. 120 с.

# СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЛАТФОРМ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ И ВЛИЯНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ РЕЛЬЕФА НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ

*Брянцева Г.В*, Постникова О.В.**, Постников А.В. **, Пошибаев В.В.**, Сим Л.А.****

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия, bryan.bryan@yandex.ru

**Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия, olgapostnikova@yandex.ru, apostnikov@mtu-net.ru, poshibaev@yandex.ru

***Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, Россия, sim@ifz.ru

# STRUCTURAL-GEOMORPHOLOGICAL RESEARCH OF THE NORTHERN EURASIA PLATFORMS AND INFLUENCE OF TOPOGRAPHIC FEATURES ON HYDROCARBON DISTRIBUTION

*Bbryantseva G.V.*, Postnikova O.V**., Postnikov A.V.**, Pochibaev V.D.**, Sim L.A.****

*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia, bryan.bryan@yandex.ru

**Gubkin State University of Oil and Gas, Moscow, Russia, olgapostnikova@yandex.ru, apostnikov@mtu-net.ru, poshibaev@yandex.ru

***RAS Schmidt Institute of Physics of the Earth, Moscow, Russia, sim@ifz.ru

Комплекс структурно-геоморфологических методов для установления влияния рельефа на формирование месторождений нефти и газа, а также их перераспределения под влиянием неотектонических движений внутри месторождений углеводородов применялся в пределах Тимано-Печорской (ТПП), Западно-Сибирской (ЗСП) молодых плит и Восточно-Сибирской платформы (ВСП) с древним фундаментом. Новейшие структуры, выраженные в рельефе, подразделяются на пликативные (складки) и дизъюнктивные (разрывы) структуры, изучение которых потребовало применения разных структурно-геоморфологических методов: складки, глыбово-блоковые поднятия выделялись с применением методики Н.П. Костенко [1], согласно которой на геолого-геоморфологических профилях выделяются новейшие положительные и отрицательные структуры, ограниченные предполагаемыми разломами. Часть разломов подтверждается геофизическими данными. Неотектонические разломы платформ в большинстве имеют преобладающую сдвиговую компоненту перемещений, что подтверждается доминированием крутопадающих разломов и обосновано отсутствием литостатических напряжений в верхних частях осадочного чехла, а также данными математического и физического моделирова-

ния сдвигов платформ [2-4]. Новейшие структуры ТПП, ЗСП И ВСП исследовалась с помощью структурно-геоморфологических методов. На ЗСП показано, что крупные новейшие структуры дискордантны по отношению к мезозойским структурам, а сдвиговая кинематика новейших разломов, восстановленная СГ метолом реконструкции сдвиговых тектонических напряжений [2] определяется субмеридионально ориентированным сжатием и субширотным растяжением [4].

Практически на всей изученной части платформ Северной Евразии (рис. 1) установлено доминирование региональных сдвиговых неотектонических напряжений с субмеридионально ориентированной осью сжатия и субширотной – осью растяжения. Такое поле напряжений объясняется глобальными процессами спрединга в океанах [4]. В восстановленном напряженном состоянии разломы СЗ простирания имеют право-, в СВ простирания – левосдвиговую составляющие перемещений. При этом наиболее проницаемыми являются субмеридиональные разломы, а на участках пересечения разнонаправленных диагональных сдвигов образуются сектора локального сжатия, раскрытые на север и юг и сектора локального растяжения, раскрытые на запад и восток. Последние характеризуются обстановкой растяжения, сопровождающейся при прочих равных геологических условиях повышенной проницаемостью горных пород, благоприятной для накопления углеводородов. [3]. Часто в секторах сжатия выделяются локальные новейшие поднятия, а в секторах растяжения – впадины. При более детальных исследованиях новейшей разломной тектоники локальных поднятий высокие начальные дебиты углеводородов в обстановках растяжения установлены на месторождениях Большой Салым, Абаканское и др.

Примером детальных структурно-геоморфологических исследований могут служить месторождения газа в пределах Иркенеевско-Чадобецкого палеорифта (ВСП). На рис. 2 показаны новейшие структуры, геолого-геоморфологический профиль (рис. 3) и сектора растяжения на местах пересечения разнонаправленных сдвигов, а также на местах пересечения сдвигов с наиболее проницаемыми меридиональными разломами – наиболее перспективными для поисков месторождений газа. Подтверждено наличие промышленного газа на Абаканском и Ильбокичском месторождениях; на Берямбинском месторождении (неотектоническое поднятие на юго-востоке районана в петле Ангары, выдвинутой на юг), разломы формируются в обстановке дополнительного сжатия, чем объясняется низкая продуктивность скважин на месторождении. Выявленные геодинамические особенности района находят свое подтверждение и при исследовании петрографических шлифов. Оказалось, что песчаники в областях геодинамического сжатия сильно уплотнены, между зернами отмечаются конформные, регенерационные, инкорпорационные и микростилолитовые контакты; в обстановке растяжения картируются раскрытые, частично минерализованные трещины отрыва.

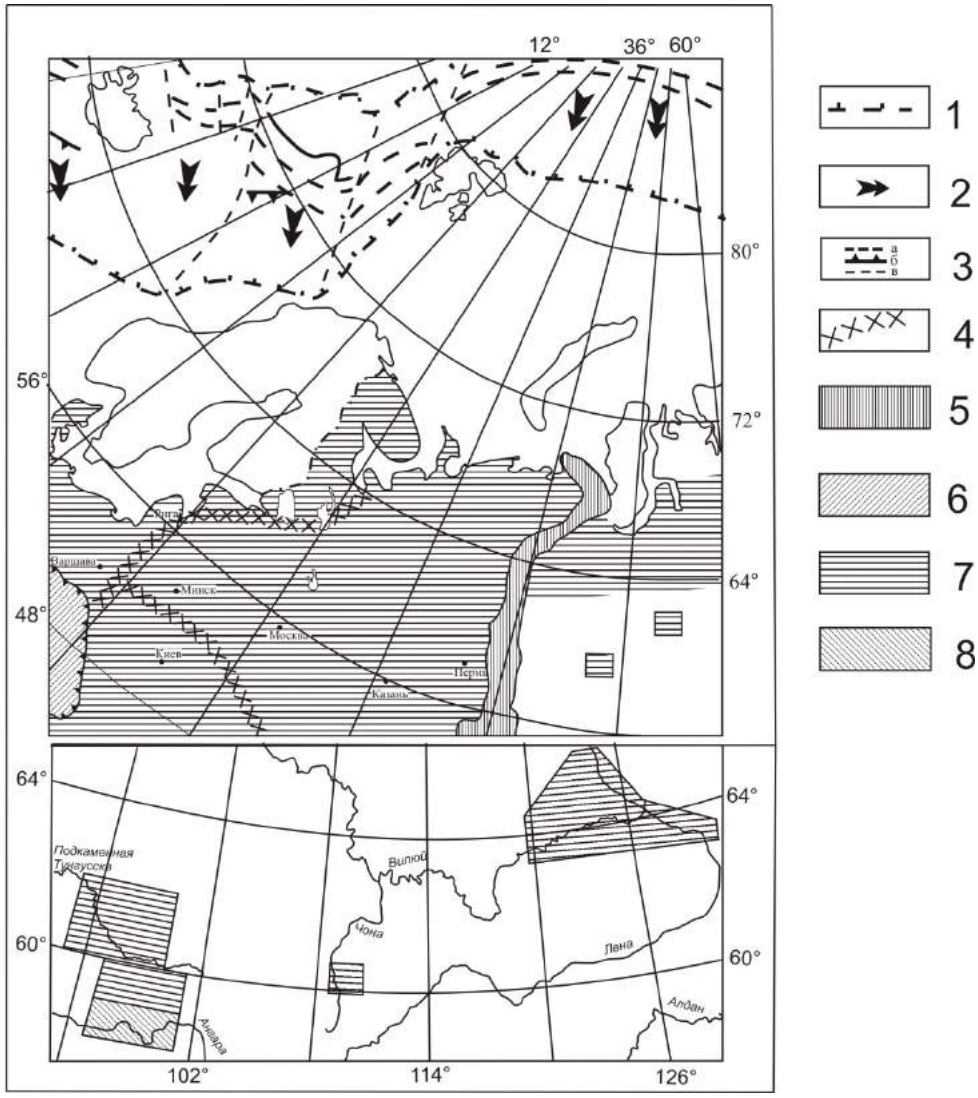



Рис.1. Схема изученности неотектонических напряжений платформ Северной Евразии структурно-геоморфологическим методом. 1 – граница шельфа; 2 – направление глобального сжатия, обусловленного спредингом в Северной Атлантике и Арктике; 3: а – границы срединно-океанического хребта, б – трансформные разломы. 4 – границы областей с разной ориентацией направления регионального сжатия. 5-6 – орогены: 5 – Урал, 6 – Карпаты; 7-8 – области: региональных, 8 –детальных исследований. А – Восточно-Европейская платформа (ВЕП), Тимано-Печорская плита (ТПП, Западно-Сибирская плита (ЗСП); Б – Восточно-Сибирская платформа (ВСП)

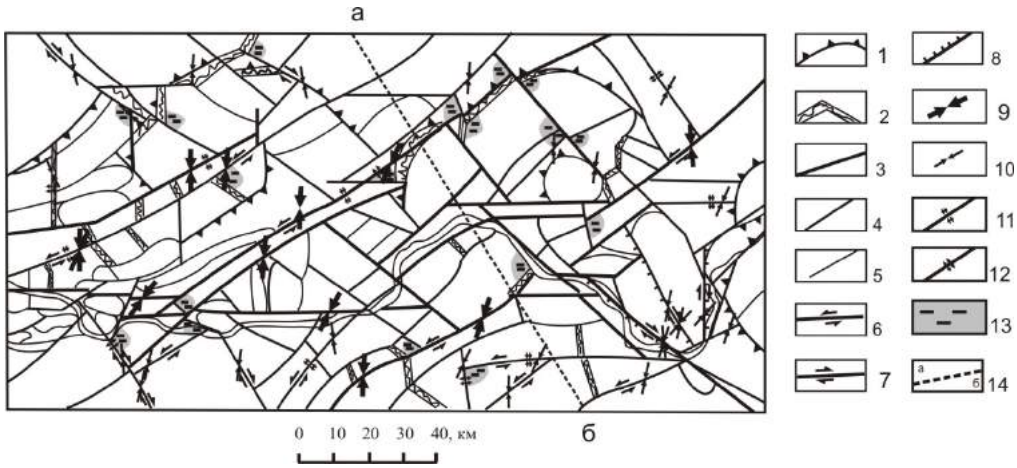



Рис.2. Схема новейшей геодинамики Иркенеевско-Чадобецкого палеорифта
*Неотектонические структуры.* 1 – границы новейших поднятий; 2 – река в поясе меандр. Новейшие разломы: 3 – I ранга, 4 – II и более мелких порядков, 5 – обобщенные очертания отдельных хребтов и впадин. Кинематический тип разломов: 6 – левый сдвиг, 7 – правый сдвиг, 8 – сброс (взрез). Неотектонические напряжения и геодинамика: 9 -10 – ориентировка оси сжатия в горизонтальной плоскости (9 – I, 10 – II ранга). Геодинамические обстановки формирования разломов: 11 – растяжения, 12 – сжатия. 13 – сектора локального растяжения; 14 – линия профиля

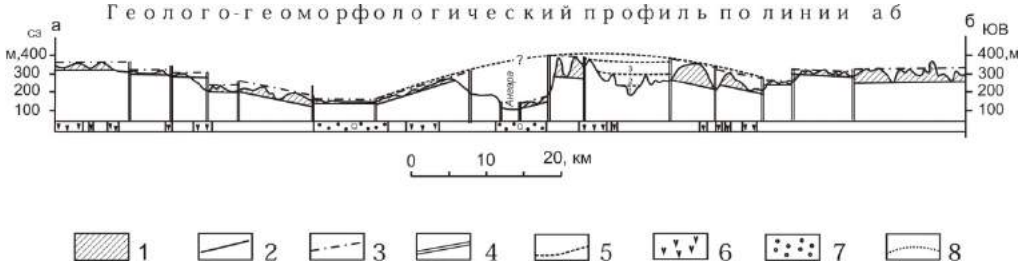



Рис.3. Геолого-геоморфологический профиль к схеме Иркенеевско-Чадобецкого палеорифта (см. рис. 2): 1 – массив, затронутый эрозионным расчленением, 2 – сопоставительная линия, объединяющая глубину эрозионного расчленения крупными реками, 3 – сопоставительные линии реконструкции горного сооружения, 4 – разрывы, определенные по геоморфологическим данным, 5 – цикловые врезы, 6 – магматические породы, устойчивые к процессам денудации,7 – четвертичные отложения, 8 – контур локального поднятия (?)

Таким образом, комплекс структурно-геоморфологических методов исследования нефтегазоносных областей перспективен как для выделения крупных положительных новейших структур, так и для прогноза площадей на постановку поискового бурения.

Литература

1. Корчуганова Н.И., Костенко Н.П. Межеловский Н.Н. Неотектонические методы поисков полезных ископаемых М. 2001. С. 212 (МПР РФ геокарт. МГГА).

2. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991, № 10. С. 3-22.

3. Сим Л.А., Постников А.В., Постников Е.В., Бачманов Д.М., Сергеев А.А. Разломно-блоковая тектоника платформенных нефтегазоносных областей // М-лы XXXIII Тект. сов. «Общие вопросы тектоники. Тектоника России». М.: ГЕОС, 2000. С. 471-473.

4. Сим Л.А., Брянцева Г.В. Новые данные о влиянии спрединга в Северной Атлантике и Арктике на напряженное состояние севера Евразии // Современное состояние наук о Земле. Междунар. конф., посвящ. памяти В.Е. Хаина. М.: 1-4 февр. 2011. http://khain2011.web.ru, с. 1713-1717.

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ СТРЕСС-ТЕКТОНИКИ В МОБИЛЬНЫХ ЗОНАХ ЕВРАЗИИ

*Буланов С.А.*
Институт географии РАН, Москва, Россия, sergey.bulanow@yandex.ru

## GEOMORPHOLOGICAL EFFECTS OF STRESS-TECTONICS IN MOBILE ZONES OF EURASIA

*Bulanov S.A.*
Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, sergey.bulanow@yandex.ru

Современное развитие геоморфологической науки демонстрирует тенденции к преимущественному изучению экзогенного морфогенеза, оставляя без должного внимания эндогенную составляющую рельефообразования. Соответственно, из сферы интересов геоморфологов постепенно уходят крупнейшие – на макро-, мега- и планетарном уровнях – формы рельефа Земли. Эта тенденция противоречит основной парадигме науки о рельефе Земли, которая – согласно основоположникам геоморфологии и последователям, развивавшим их идеи на протяжении почти ста лет – определяла равенство, паритет между значением внешних и внутренних сил планеты и, соответственно, ориентировала на примерно равное внимание к той и другой стороне рельефообразования [1].

Объяснение такому положению вещей в науке о рельефе можно найти, прежде всего, в традиционном следовании геоморфологов фиксистским взглядам на эндогенную динамику Земли, которые в своё время были постулированы основоположникам геоморфологии, но в настоящее время уже не поддерживаются большинством геологов–тектонистов. Переход геоморфологов на мобилистские позиции фактически не состоялся: в лучшем случае всё сводится и к

формальному признанию горизонтальных движений в некоторых областях планеты либо в её геологическом прошлом. И это лишь **первая причина**, тормозящая развитие эндогенного направления в геоморфологии.

**Вторая причина** – это традиционно «приповерхностный» взгляд геоморфологов на рельефообразование, когда предполагается, что эндогенный морфогенез ограничивается лишь земной корой или в лучшем случае литосферой, а подастеносферный объём планеты в формировании рельефа участия не принимает. Следует заметить, что современная геотектоника давно отошла от такого жёсткого разделения динамики внутренних сфер Земли и рассматривает движение литосферы в едином и неразрывном процессе, по крайней мере, со средней, а часто и с нижней мантией.

**Третья причина** – это представление о том, что геоморфология изучает рельеф «твёрдой земной поверхности», или поверхности земной коры, которую рассматривает как абсолютно твёрдое тело. По этому поводу можно сказать следующее. Форма Земли как небесного тела в первых трёх приближениях описывается, тем не менее, как форма жидкого тела. К этим приближениям можно отнести а) её шарообразность; б) форму эллипсоида вращения; в) геоид, как фигуру, образуемую нулевым уровнем планеты. К этому можно добавить тот факт, что непосредственный контроль крупнейших форм рельефа земной коры, особенно в отношении их абсолютных отметок, осуществляет также изостазия. Она же, как известно, обуславливается наличием астеносферы, т.е. слоем повышенной вязкости.

Однако и саму земную кору тоже не следует рассматривать как целиком жёсткое тело. Пластичность обнаруживают не только нижние её слои, находящиеся под воздействием высокой температуры и давления. Верхние горизонты, сложенные слабодиагенизированными осадочными породами, также пластичны и реагируют на стрессовые напряжения пликативными дислокациями, которые формируют соответствующие им складчатые морфоструктуры.

Главное заключается в том, что крупнейшие формы рельефа Земли, её мегаформы – или, по И.П. Герасимову, геотектуры – образуются как следствие конвективных течений в основной, мантийной массе вещества планеты, т.е. тоже отражают её преимущественно «жидкую» консистенцию. Эти течения, как известно, вынуждают крупные массивы верхней твёрдой оболочки, называемые ещё литосферными плитами, перемещаться в субгоризонтальном направлении друг относительно друга.

В результате мы имеем деление литосферы на области расхождения и сближения плит. В областях сближения земная кора подвергается действию стрессовых (горизонтального сжатия) усилий, и в ней происходят деформации, которые описываются как стресс-тектоника. Центральное место в этом процессе занимает область сближения нескольких древних массивов, в которой в кайнозое сформировался и продолжит формироваться в ближайшее время крупнейший материк Земли, а по существу суперконтинент – Евразия. Соответствующие

деформации и рельефообразование в её пределах можно рассматривать на нескольких иерархических уровнях.

Высший иерархический уровень – **планетарный**. На нём можно выделить всего одну форму рельефа, которая сформировалась в результате стрессовых усилий – собственно саму Евразию. В морфоструктурном отношении её было бы целесообразно представить как совокупность жёстких массивов-кратонов, выраженных в рельефе равнинно-платформенными образованиями, и разделяющих их мобильных зон, или подвижных горных поясов. Эта идея восходит к известным работам Э. Аргана в начале XX века [2], которые были поддержаны и развиты позже В.Е. Хаиным и рядом других исследователей [3–5]. Механизм формирования этого суперконтинента достаточно очевиден: это слияние, «спаивание» континентов «обычных» размеров горными поясами, возникающими в результате инверсии земной коры океанов, разделявших эти континенты в прошлом. «Жертвами» этой инверсии были: сначала Палеоазиатский океан (поздний протерозой – палеозой), затем океан Тетис (кайнозой). От последнего в настоящее время разрозненные глубоководные участки Средиземного, Чёрного и Каспийского морей, но и они, как представляется, должны быть уничтожены в ближайшие несколько десятков миллионов лет. Тогда площадь суперконтинента значительно увеличится за счёт вхождения в его состав Африканской литосферной плиты.

**Мегауровень** рельефообразования выражается в формировании горных поясов, которые, как было сказано выше, возникли на месте палеоокеанов и спаяли в единый континент некогда разрозненные массивы сиалической литосферы. Таковых поясов в пределах Евразии выделяется два: Альпийско-Гималайский и Центрально-Азиатский. Первый состоит из нескольких сегментов, каждый из которых отвечает за конкретную обстановку в области взаимодействия южных: Африканской, Аравийской и Индостанской плит – с одной стороны, и Евроазиатской, с севера – с другой. На «острие» давления Апеннинской микроплиты, которая в последнее время рассматривается как обломок Африканской платформы, сформировались высочайшие в Европе горные цепи Альп. В области сближения древних массивов Евразии и Аравии располагаются пятитысячники Кавказа. В области максимального сжатия литосферы, обусловленной давлением Индостана, возникли высочайшие на Земле Гималаи, Каракорум, Памир и Тибет.

Между «клиньями» наблюдается обратное «течение» литосферных масс, с севера, со стороны Евразии, на юг. При этом отмечается выдавливание относительно пластичных масс от главных осей сжатия в так называемые геодинамические убежища [6]. Таков Балканско-Анатолийский сегмент горного пояса, который поглощает в процессе своего движения пространство, прежде занятое Тетисом, и формирует на фронте надвигания две островные дуги в восточной части Средиземного моря. Другой подобный сегмент находится между Кавказом и Памиром и представлен многочисленными – по преимуществу складчатыми – горными сооружениями Среднего Востока. Здесь произошло почти пол-

ное закрытие Тетиса: передовые хребты Загроса и Сулеймановых гор оказались надвинутыми на погруженные под их тяжестью окраинные части Аравийской и Индостанской плит.

Центрально-Азиатский горный пояс по диагонали пересекает материк в его срединной части. Пояс распадается на две части: северо-восточную, которая представлена горами Южной Сибири (Алтае-Саянская и Байкальско-Становая горные системы), и юго-западную, соединяющую сибирский регион с Альпийско-Гималайским поясом и состоящую из разрозненных горных систем Саура, Тарбагатая, Джунгарского Алатау и Тянь-Шаня. Каждая из этих частей занимает собственную позицию в общей геодинамической картине противостояния Сибирского и Индостанского кратонов. Горы Южной Сибири отражают давление с севера Сибирского кратона. Их форма в целом – по образному выражению Н.А. Флоренсова [7] – напоминает «птичьи крылья», которые образовались по обе стороны Иркутского выступа в результате его внедрения в область протерозой-палеозойской консолидации земной коры.

Особое внимание заслуживает также и вся так называемая Высокая Азия в целом, которая включает не только вышеозначенные горные пояса, но и область высоких – 1500–2000 м и выше – равнин между ними. Она отражает и общий подъём литосферных масс, зажатых между сближающимися кратонами, и их растекание на запад и на восток. Ось этого растекания проводится примерно по меридиану 180° в.д., т.е. между остриём Иркутского клина и северо-восточным выступом Тибетского нагорья. К западу от неё преобладают региональные сколы–сдвиги следующей кинематики: правосторонние северо-западные и юго-западные левосторонние. К востоку левосторонние имеют северо-восточную ориентацию, а правосторонние – юго-восточную [8].

Наиболее эффектно растекание проявляется на западе. Фронт смещения масс в направлении Казахского мелкосопочника формирует юго-западную часть Центрально-Азиатского горного пояса, где каждая горная система фактически контролируется одним или несколькими региональными правосторонними сколами. Таковыми являются: главный Саянский, Джунгарский, Талассо-Ферганский, Каратауский и другие. На их примере можно рассмотреть характерные морфоструктуры и орографические элементы **на макроуровне** рельефообразования. Так, у большинства перечисленных орогенов имеются своеобразные конфигурации хребтов, которые – по меткому определению В.И. Попова – названы «конскими хвостами» [9]. В них обычно выделяется стержневой хребет, простирающийся вдоль сдвиговой зоны, от которого кулисообразно отходят второстепенные хребты, постепенно снижающиеся в юго-западном направлении.

В принципе сама линейность горных хребтов выступает в качестве одного из индикаторов процессы регионального сжатия. С точки зрения структурно-геодинамических механизмов горообразования доминируют складчатый и блоковый – по типу клиньев выжимания – варианты; реже моноклинальный – по

типу куэст. Ещё один показатель пластичности сжимаемых масс и их горизонтального сжатия – плавный изгиб горных цепей.

Эффект сжатия реализуется также и на уровне **мезорельефа**. Так, можно отметить, что тангенциальные напряжения фактически участвуют в увеличении относительных превышений, т.е. способствуют расчленению орогенов [10–12]. При этом возрастают и другие морфометрические показатели: густота расчленения и крутизна склонов. Таким образом, имеет смысл говорить о том, что резко расчлененный рельеф высокогорий – в том числе и альпинотипный – обязан своим существованием стресс-тектонике не только благодаря общему воздыманию литосферных масс, но и продолжающемуся сжатию их высокоподнятых частей.

Литература

1. Буланов С.А. Геоморфология: на пути от прошлого к будущему // Вопросы географии. М.: РГО. 2015. С. 13–28.

2. Арган Э. Тектоника Азии. М–Л.: ОНТИ. 1935. 265 с.

3. Хаин В.Е. Происхождение Центрально-азиатского горного пояса: коллизия или мантийный диапиризм? // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. М.: Наука, 1990. С. 3–8.

4. Хаин В.Е., Лобковский В.И. Об особенностях формирования коллизионных орогенов // Геотектоника, 1990, № 6. С. 20–31.

5. Хаин В.Е. Яблонская Н.А. Неотектоника Азии: 75 лет после Эмиля Аргана // Геотектоника 1997, № 6. С. 3–15.

6. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.

7. Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника, 1965, № 4. С. 3–14.

8. Александров С.М., Буланов С.А., Ионин А.С., Ушаков С.А. Картографирование морфоструктур и геоморфологических процессов в аспекте нелинейной геодинамики // Геоморфология переходных зон. М.: 1997. С. 18–220.

9. Попов В.И. Структуры «конского хвоста» в тектонике Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1939. 128. с.

10. Буланов С.А. Расчленение складчатого орогена в условиях регионального сжатия (на примере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня) // Геоморфология. 1993. № 4. С. 67–73.

11. Буланов С.А. Памиро-Алайский тип складчатого горообразования // Развитие рельефа и динамика литосферы. М.: Наука, 1994. С. 165–172.

12. Буланов С.А. Геоморфологические аспекты складчатого орогенеза (на примере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня) // Материалы XLVI Тектонического совещания. Том 1, М.: ГЕОС. 2014. С. 24–29.

# ГЕОМОРФОЛОГИЯ МИКРОКОНТИНЕНТОВ И ПОГРУЖЕННЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛАТО В МОРЕ СКОТИЯ

*Дубинин Е.П., Курбатова Е.С.*
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, edubinin08@rambler.ru, katkakurbatova@gmail.com

# GEOMORPHOLOGY OF THE MICROCONTINENTS AND SUBMERGED CONTINENTAL PLATEAUS IN THE SCOTIA SEA

*Dubinin E.P., Kurbatova E.S.*
Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, edubinin08@rambler.ru, katkakurbatova@gmail.com

Межостровное море Скотия находится между островами Южная Георгия, Южными Сандвичевыми и Южными Оркнейскими. Большая его часть лежит в пределах Атлантического океана. Площадь моря свыше 1,3 млн. км$^2$, а глубины превышают 5000 м. Море Скотия является самым глубоким по средним глубинам, максимальная глубина составляет 6022 м. Сложный рельеф котловины моря Скотия отражающий всю совокупность эндогенных процессов, участвующих в его формировании в свою очередь, является индикатором интенсивности их проявления. Одной из исключительных характеристик данного региона особенно в его центральной части и вдоль южного и северного обрамления является наличие многочисленных погруженных или островных блоков, сложенных континентальной корой и разделенных небольшими бассейнами с океанической корой [1].

В Центральной части моря Скотия рельеф дна представляет собой сочетание поднятий, сложенных утоненной корой, и котловин рифтогенного генезиса, вероятно подстилаемых океанической корой. В пределах описываемой области можно выделить несколько провинций: Пири-Геттинген, Брюса-Дискавери, котловин Дав и Шота [2].

*Провинция Пири-Геттинген* располагается на самом западе центральной части моря Скотия, на западе ее ограничивают такие структуры, как Западный хребет моря Скотия (ЗХС), котловина Протектор, на юге – желоб Лори, на севере – желоб Шаг. Морфоструктура описываемой территории сильно отличается от граничащей с ней на западе океанической коры, сформированной на Западном хребте Скотия. Рельеф провинции возвышенный, без резких перепадов высот. Максимальные глубины наблюдаются в районе грабена Поляршторн (4500 м), минимальные – в районе банки Пири (740 м), максимальная амплитуда глубин составляет 2500 м, в районе грабена Поляршторн.

Банка Пири представляет собой небольшой пик и является частью протяженного поднятия Пири, максимальные глубины здесь достигают 3000 м., ми-

нимальные – 1500 м. К северу от этого поднятия в области 58°40` ю.ш. до 57°30` ю.ш. лежит плато Пири. Данная территория выражена в рельефе, как равнинная терраса с глубинами менее 3200 м. К северу от 58°30` ю.ш. протягивается серия холмов и узких гребней, средние глубины на данном участке достигают 3200 – 3000 м. Минимальная глубина составляет 2500 м.

К северу от 56°30` ю.ш. располагается область, схожая по рельефу и структуре с вышеописанной, она носит название возвышенность Геттинген. Амплитуды глубин здесь достигают 1200 м. В пределах структуры возвышенности Геттинген находится грабеннообразное понижение с широким трогом, названное грабеном Поляртерн. Ширина трога около 50 км, высота склонов колеблется от 1000-2000 м., крутизна составляет 25-30° в среднем, а на склонах северной экспозиции может достигать 50°. Ложе трога выровнено осадками, а углубленные прогибы (4000-4500 м) располагаются у подножья склонов. В центральной части грабена, значение глубин меньше – 3700 – 3800 м, а в районе возвышенности Геттинген и вовсе достигают 2300-2200 м, такие глубины, видимо, соответствуют былой поверхности купола в виде широкого свода, некогда нарушенного в центре силами растяжения, с последующим обрушением части купола и формированием грабена [2]. Таким образом, в пределах структуры грабена Поляртерн наблюдается самая большая амплитуда глубин в данной провинции.

Среди крупных форм рельефа в этой провинции следует отметить несколько плосковершинных подводных гор с характерной формой вулканических конусов. Их расположение соответствует крупным линиям разломов. Это горы Хинца (2400 м.), Зебера (2350 м.), Венцеля (2200 м.), Кертца (2025 м), Зейболда (1800 м.). Вероятно, плоские вершины этих подводных гор некогда находились на поверхности и подвергались действию морской абразии, также как и поверхности выравнивания в пределах банок Пири, Дискавери и Брюса [2]. Различия в глубине погружения этих поверхностей могут быть объяснены разной степенью утонения коры.

Помимо крупных комплексов рельефа в провинции Пири-Геттинген следует обратить внимание на так называемые малые формы рельефа. Холмистые гребни распределены на нескольких гипсометрических уровнях 3400-3200 м, 3200-3000 м, 3000-2800 м и образуют целую ортогональную сетку.

*Провинция Брюса-Дискавери* располагается на самом востоке центральной области моря Скотия. На севере провинция граничит с островами Южная Георгия, на юге – с южно-Оркнейским желобом и котловиной Джейн, на востоке – с банкой Хердмана и банкой Джейн, а также с другими структурами Восточного моря Скотия. Описываемая территория отличается спокойным и приподнятым, относительно дна Западной части моря Скотия, рельефом. Гребни возвышенностей здесь в основном наблюдаются на глубинах примерно 1500-2500 м, а их подножья оконтурены 3200- 3400 м. Средние глубины в районе плато Дискавери – 1300-1600 м, плато Брюса – 1600-1800 м. Вершинные поверхности плато

расчленены грабенообразными впадинами глубиной 200-400 м и разбиты на отдельные небольшие блоки.

Банка Брюса имеет симметричный профиль, ее минимальные глубины достигают 1475 м, подножья располагаются на глубинах 3250-3400 м. На верхних уровнях наблюдается несколько оглаженных поверхностей выравнивания, шириной около 20 км.

Возвышенность Дискавери – сводовое поднятие внутри Южного хребта Скотия, представляет собой холмистую поверхность на глубинах менее 1200 м. Банка ограничена с юго-восточной стороны глубоким грабеннообразным трогом-желобом с глубинами до 4950 м. Этот желоб отделяет возвышенность Дискавери от возвышенности Хердмана. Существует две версии происхождения этого желоба: 1) грабенообразный трог – один из рифтовых желобов южной оконечности Восточного Рифта Скотия, соответствующий эмбриональной стадии внедрения рифта в южном направлении [3]; 2) возникновение желоба вызвано горизонтальными смещениями и разрывами вдоль оси Южного хребта Скотия [4].

Южные части вышеописанных банок соединяются через плато Брюс-Дискавери. Данное плато представляет собой широкую пологонаклонную террасу (в среднем ширина террасы колеблется от 50-75 км).

Плато Брюса и Дискавери отделены друг от друга бассейном Скан, плоское дно которого, располагается на глубинах 2500-3000 м и сформировано отложениями контуритовых осадочных дрифтов [5]. Южная часть бассейна служит проходом для холодных придонных водных масс моря Уэдделла.

Севернее банки Дискавери и Брюса располагается грабеннообразное понижение, в пределах которого глубины колеблются от 1000 до 1200 м. За этим понижением начинаются сводовые поднятия с холмистой поверхностью. В среднем гребни лежат на глубинах менее 1000 – 1200 м. Однако, встречаются вершины отдельных холмов, поднимающихся до глубин 912-766 м. Восточная область возвышенности Дискавери характеризуется крутыми склонами, возможно сбросового происхождения, западные склоны более пологие, спускаются до глубин 3000-3200 м.

У самого подножья западного склона возвышенности Дискавери и вдоль него располагаются две конические подводные горы (г. Эриха Дригальского и г. Лазарева) высотой в среднем 1100 м. Обе горы приурочены к разломным зонам.

В пределах *провинции котловин Шота и Дав* расположены две четко выраженные в рельефе одноименные котловины. Обе располагаются на глубинах более 3000 м.

Котловина Шота располагается к востоку от грабена Поляртерн, выраженная в рельефе в виде округлой линзовидной депрессии, оконтуренной изобатой 3500 м., ее диаметр составляет около 130-140 км, а глубины колеблются от 3500-4400 м, достигая своего максимального значения в центральной части котловины.

К югу от вышеописанной котловины находится еще одна депрессия – котловина Дав. На окраинах понижения глубины составляют 3300 – 3800 м, в осевой ее части – 4100-4200 м. Однако в отличие от котловины Шота, структура дня данного понижения не столь однородна. В пределах описываемой котловины в осевой ее расположен узкий гребень Гевара, с минимальными глубинами 1670 м. Данный гребень обладает ассиметричным профилем, восточный склон его очень крутой, западный, напротив, пологий. Ширина этого гребня достигает 9,5 км, длина – 48 – 50 км. К северо-востоку от гребня Гевара зафиксирован еще один ассиметричный гребень, однако протяженность его составляет лишь 20 км. Сейсмический профиль ярко демонстрирует взбросовую природу этого гребня [2]. Морфологически гребни очень схожи, что позволяет предположить, что они имеют сходное происхождение, а именно являются тектоническими взбросовыми структурами, которые образовались в результате усилий сжатия, испытанных фундаментом ложа котловины Дав.

Таким образом, особенности строения рельефа дна Центральной области моря Скотия, выраженные в разной степени погружения континентальных блоков, разделенных локальными глубокими депрессиями, дают возможность предположить, что эта область была подвергнута растяжению в период 20-25 млн. лет назад, вызванным миграцией астеносферного потока в субширотном направлении [1].

В отличие от центральной части Центральной области моря Скотия, ее южное обрамление подвергалось значительным деформациям сжатия и сдвига в процессе эоцен – раннемиоценовой (≈25 млн.лет) субдукции в северо-западном направлении литосферы моря Уэдделла и последующего левостороннего сдвига, сформировавшего современную южную границу плиты Скотия в среднем миоцене (≈12 млн.лет). Сдвиговые деформации привели к формированию малых бассейнов спедингового типа, сложенных океанической корой (бассейны Пауэлл, Протектор, Дав, Скан), которые отделяют друг от друга погруженные блоки микроконтинентов (Южно-Оркнейский, Террор, Пири, Брюса, Дискавери и др.). В отличие от погруженных блоков континентального массива Центральной области, многие из этих микроконтинентов представляют собой самостоятельные блоки, окруженные океанической корой и современными сдвиговыми желобами. На отдельных участках границы сформировались и стабильно функционируют бассейны типа пул-эпарт.

Отметим, что в отличие от известных типов микроконтинентов и погруженных окраинных плато, сформированных в процессе континентального рифтинга и его перехода в океанический спрединг, микроконтиненты южной границы плиты Скотия представляют собой совершенно иной генетический тип и связаны с неоднократным изменением полей напряжений, приводящих к структурным перестройкам литосферы в процессе эволюции региона.

Литература

1. Dubinin E.P., Kokhan A.V., Teterin D.E., Grokhol'sky A.L., Kurbatova E.S., Sushchevskaya N. M. Tectonics and types of riftogenic basins of the Scotia Sea, South Atlantic, Geotectonics, 2016, 50, 1, 35-53.

2. Удинцев Г.Б., Шенке Г.В. Центральная часть моря Скоша – палео-океаническая плиты, молодая рифтогенная плита или палео-земля Скоша? //Ураинский Антарктический журнал, № 3, 2009 С.47-56.

3. Куренцова Н.А., Удинцев Г.Б. Основные черты строения и эволюции южной части моря Скоша, Западная Антарктика. Тихоокеанская геология, т. 23, №5, 2004, с. 25-39.

4. King, E.C., Barker, P.F., 1988. The margins of the South Orkney microcontinent. J. Geol. Soc. 145, 317–331.

5. Maldonado, A., Barnolas, A., Bohoyo, F., Galindo-Zaldivar, J., Hernandez-Molina, J., Lobo, F., Rodriguez,-Fernandez, J., Somoza, L., and Vazquez, T., 2003. Contourite deposits in the central Scotia Sea: the importance of the Antarctic Circumpolar Current and the Weddell Gyre flows. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 198, 187–221.

6. Удинцев Г.Б., Береснев А.В. Пролив Дрейка и море Скоша – океанические ворота Западной Антарктики. Строение и история развития литосферы. М-СП.:, 2010. С.67-90.

## МОРФОСТРУКТУРЫ НЕПАЛЬСКИХ ГИМАЛАЕВ

*Ефремов Ю.В.*
Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия,
efremov_kubsu@mail.ru

## MORPHOSTRUCTURE OF THE NEPALESE HIMALAYAS

*Efremov Yu.V.*
Kuban State University, Krasnodar, Russia, efremov_kubsu@mail.ru

Непальские Гималаи расположены на южных склонах высочайших в мире Гималайских гор на территории небольшого государства Непал, которое граничит на севере с Китаем, на юге, западе и востоке с Индией. Площадь страны – 147181 тыс. кв. км, что превышает площадь Швейцарии и Австрии вместе взятых. Население – 30430267 человек (на 2013 г.). По протяженности с запада на восток расстояние не превышает 800 км, а по ширине до 230 км [1].

Непал – одна из самых высокогорных стран мира. Шесть седьмых ее территории заняты лабиринтом гималайских хребтов. В пределах Непальских гор четко выражены основные орографические элементы: хребты Сивалик, Махабхарат, Главный хребет, а также продольные речные долины и межгорные котловины (рис. 1).

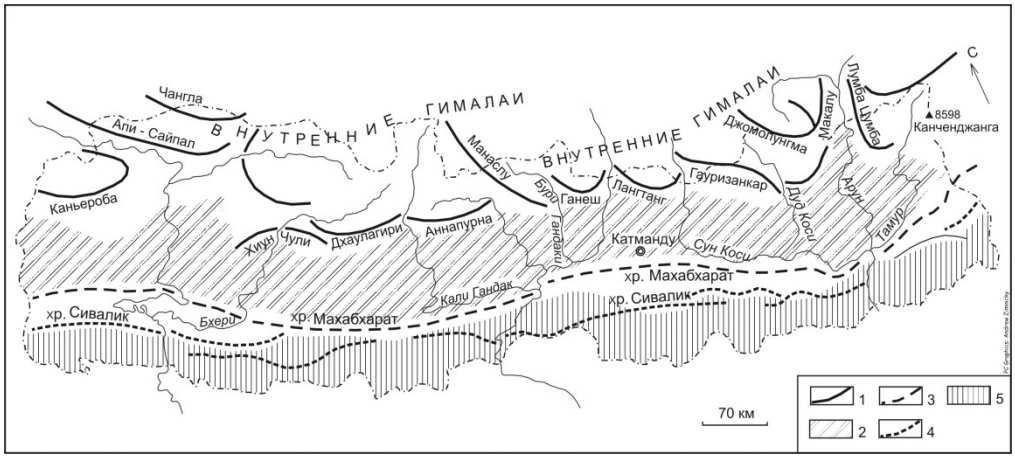



Рис. 1. Орографическая схема Непальских Гималаев. 1 – горные массивы (гималы ) Главного хребта; 2 – область средневысотных гор (срединное понижение); 3 – хребет Махабхарат; 4 – хребет Сивалик; 5 – Предгималаи (терраи)

Наряду с достаточно хорошей геологической изученностью геоморфология Гималаев освещена не в полной мере как в отечественной, так и в зарубежной литературе. Более детальный анализ рельефа (морфогенез, динамика процессов) Высоких Гималаев проводился на протяжении многих лет во время альпинистских восхождений Я. Кальводы [2], а также Т. Хагеном в геологических экспедициях [3] и Gurund Harka [4]. В последние годы появились работы Ю.В. Ефремова [5, 6] и Г.Ф. Уфимцева, освещающие геоморфологические особенности рельефа Гималаев [7-11]. В данной работе представлены предварительные результаты морфоструктурного анализа и дана краткая характеристика основных морфоструктур Непальских Гималаев.

Гималаи являются высочайшим на Земле горным сооружением и обладают рядом морфологических и геодинамических (генетических) особенностей, выделяющих их из ряда других горных областей. Как полагает Г.Ф. Уфимцев, главная из этих особенностей заключается в том, что Гималайские горы начисто лишены водораздельной роли: реки Инд и Цангпо-Брахмапутра огибают эти горы на их окончании. Реки Сатледж, Кали_Гандак, Трисули, Арун и др. пересекают их вблизи высочайших горных вершин [10]. Это имеет два морфотектонических следствия.

Первое – Гималаи располагаются не на возвышении, а на крутом скате цокольной поверхности, где перепад высот от Южного Тибета и до окраины Индо-Гангской равнины порой достигает 5000 м и приурочен в основном к полосе Высоких Гималаев.

Вторая особенность этого горного сооружения заключается в том, что оно лишено монолитности. Высочайшие горные массивы – гималы, составляющие Высокие Гималаи, не образуют непрерывной цепи и разобщены глубокими поперечными проходами, по большей части освоенными долинами крупных водо-

токов. Хотя при взгляде с юга или юго-запада Высокие Гималаи представляются в виде непрерывной белоснежной стены.

Гималаи представляют собой покровно-складчатое горное сооружение, состоящее из системы аллохтонных пластин, которые ограничены на севере структурным швом Цангпо - Индской структуры, а на юге Индо-Гангским краевым прогибом. Следуя принципам морфоструктурного районирования, горная страна Гималаи является морфоструктурой первого порядка.

В основу предлагаемого морфоструктурного районирования положен принцип разделения рассматриваемой территории на отдельные блоки, ограниченные разломами разного порядка. Известно, что новейшей тектонической структуре Гималаев свойственны продольная и поперечная делимости. Продольная делимость заключается в закономерном чередовании структурных зон, сменяющих друг друга по оси простирания морфологических элементов. Эта морфологическая делимость, четко выраженная в Высоких Гималаях, дает возможность разделения их на отдельные морфоструктурные блоки, которые выражены в рельефе массивными горными сооружениями, называемыми «Гималами». Блоки разделены глубокими поперечными разломами, по которым соответственно в рельефе заложены речные долины, прорывающие Главный Гималайский хребет. Исходя из указанных особенностей рассматриваемой горной страны, представляется возможным выделить ряд морфоструктур, ориентированных широтно и субширотно (рис. 2).

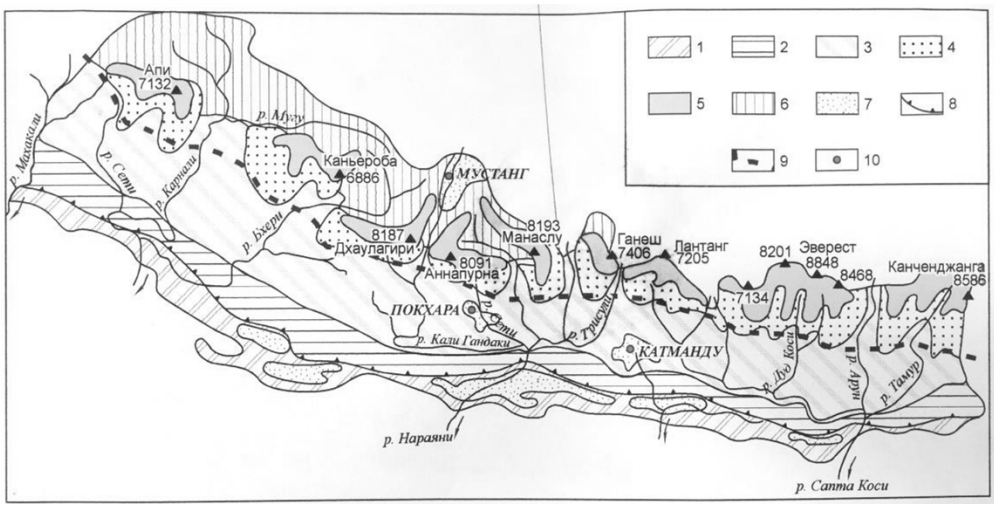



Рис. 2. Схема морфоструктур Гималаев в пределах Непала. Морфоструктуры: 1 – низкогорного хребта Сивалик; 2 – среднегорного хребта Махабхарат; 3 – межгорных депрессий (низкогорья); 4 – высокогорных плато («педьесталы»); 5 – Главного хребта (Гималы); 6 – Тибетских Гималаев; 7 – межхребтовых котловин. Разломы: 8 – Главный пограничный; 9 – Центральный. 10 – населенные пункты

К морфоструктурам второго порядка относятся: хребты Сивалик, Махабхарат, межгорная депрессия между ними, Низкие Гималаи, Высокие Гималаи, Внутренние Гималаи.

***Сивалик –*** нижняя ступень и самый южный передовой хребет Гималайский горной страны. Он возвышается над плоскими заболоченными низменностями. Это система антиклинальных складок, осложненных надвигами с падением на север [12]. Хребет достигает высоты 700-1200 м над уровнем моря, его ширина меняется от 10 до 120 км. Пласты пород, слагающие Сивалик, – глины, конгломераты, песчаники, не смяты в сложные складки, а лишь слегка наклонены на юг. Вот почему склоны этих гор сравнительно пологи, а вершины не отличаются резкими очертаниями.

В Низкие Гималаи, составляющие южное крыло Главного Гималайского хребта, входят хребет Махабхарат, межгорная депрессия вдоль его северного склона и система разновысотных ступеней (горстов) по обе стороны оси хребта [13].

***Махабхарат –*** линейное поднятие с крутыми южными склонами, протянувшееся на 800 км и совпадающее с Главным Пограничным надвигом. Высота хребта меняется от 2000 до 3000 м н.у.м., а некоторые вершины поднимаются до высоты 5000 м. Во многих местах через него проложены автомобильные дороги, которые крутыми серпантинами спускаются к подножью хребта. Хребет представляет собой систему широтно вытянутых горстов и глыбовых поднятий, разделенных поперечными разломами, по которым сформированы долины магистральных рек.

***Межгорная депрессия*** в Низких Гималаях, расположенная севернее Махабхарата, простирается до подножия Высоких Гималаев. В нее входят небольшие понижения, разновысотные тектонические ступени (в бассейнах рек Трисули и Кали-Гандаки), изолированные горные массивы-горсты, а также целый ряд обширных продольных долин, представляющих собой днища бывших озер. Наиболее обширные среди них – долина Катманду в Непале и Кашмирская долина разновысотные тектонические ступени (в бассейнах рек Трисули и Кали-Гандаки) и изолированные горные массивы-горсты. Большинство из них выполнены неоген-четвертичными озерными и речными отложениями. Средняя высота межгорных понижений 1500 м над уровнем моря. В их пределах расположены города (Катманду, Покхара, Сринагар), населенные пункты: Утаркаши, Техри, Деопрайг и др.

***Высокие Гималаи*** – система относительно изолированных «гималов» и горных массивов, многие из которых превышают 7000-8000 м. Среди них сосредоточено 10 вершин высотой свыше 8000 м н.у.м. (Рис. 3). Отдельные отрезки осевой зоны Главного Гималайского хребта, называемые «гималами», ограничены перевалами и узкими речными долинами прорыва (проходами).

Главные особенности морфологии высочайших гималайских выступов (гималов) этой зоны заключаются в следующем. Во-первых, гималы имеют высокие и крутые южные склоны-стенки, на своих краях изгибающиеся на север и

показывающие на северное падение ограничивающих их молодых сместителей. Примером могут служить южные стенки массивов Чо-Ойю и Эвереста (южный прямолинейный склон Лхоцзе и Нупцзе). Наблюдения на южных стенках Макалу и Эвереста показали [2], что они связаны с падающими на север надвигами.

Второй особенностью гималов является их общий наклон на север, часто согласный с залеганием слагающих их отложений пассивной континентальной окраины Тетиса [12], Возможно, некоторые блоки гималов вообще представляют собой выжатые клинья, в рельефе выраженные узкими и протяженными горными массивами, либо сопровождающими южные стенки гималов (Чо-Ойю и Эверест) (Рис. 3), либо вообще их составляющие, как например, Макалу.

Третья особенность этих участков долин – узкие V-образные ущелья с крутыми склонами, с большим перепадом высот по тальвегу (например, у р. Кали Гандаки около 3000 м на протяжении 30-35 км). В целом Главный Гималайский хребет служит естественной границей между Тибетским нагорьем и южными склонами Гималайской горной страны [13 ].

***Пьедестальная ступень Высоких Гималаев*** является обычно переходной к высокогорью и имеет высоту 3000-4500 м, а южнее массивов Чо Ойю, Сагарматха (Эвереста) и Канченджанги становится высокогорной, с высотами 5000 м и более. Граница между пьедестальной ступенью Высоких Гималаев и срединной ступенью среднегорья (мидленд) морфологически четко не выражена и представляет собой пологий уступ с выпуклыми в плане склонами над зоной Главного Центрального надвига. Во многих местах рельеф пьедестальной ступени подобен таковому области среднегорья (на север от г. Покхары или пос. Горкхи), но со значительно большим вертикальным расчленением.

***Тибетские (Внутренние) Гималаи или Трансгималаи***. Для этой зоны характерно чередование куэстообразных хребтов и межгорных эрозионно-денудационных впадин (например, Мустанг) (Рис. 4). Установлено, что поднятия представляют собой выдвинутые на юг моноклинальные пластины, ограниченные с севера Цангпо-Индским структурным швом. Тибетские Гималаи сильно изменчивы по простиранию.

Восточнее 88° в.д. к куэстоподобным поднятиям в Трансгималаях добавляются сводовые формы с хорошо оформленными плавными периклиналями. Судя по результатам дешифрирования космических снимков и содержанию геологической карты [13], в центральных частях этих поднятий залегают крупные гранитные интрузии, испытывающие автономные воздымания («всплывание»), для чего их вертикальные размеры должны составлять не менее 12-15 км. Западнее 84° в.д. Трансгималаи практически редуцируются или сменяются полого наклонным на север общим скатом, частично представляющим предгорные (пьедестальные) наклонные равнины.

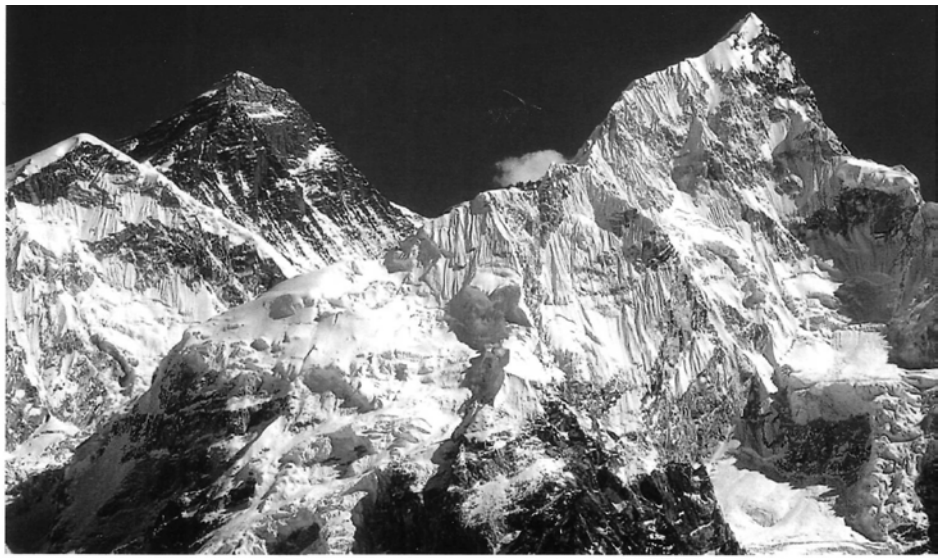


Рис. 3. Гора Эверест (Сагарматха, Джомолугма), 8848 м. На переднем плане г. Нуптзе (7861м.) – западный отрог г. Лхотзе (8368 м)

Рис. 4. Тибетские Гималаи (Малый Тибет) в районе денудационной впадины Мустанг в верховьях р. Кали Гандаки

Цангпо-Индский структурный шов (сутура) в тектоническом рельефе также лучше всего выражен восточнее 84° в.д. Главные его элементы – это узкие продольные долины-грабены или впадины вдоль р. Цангпо и ее притоков и располагающиеся между ними линейные горсты или глыбовые поднятия.

Севернее долины Цангпо в тектоническом рельефе Южного Тибета господствуют крупные и преимущественно прямоугольной формы поднятия и меньшие по размерам, преимущественно вытянутые межгорные впадины.

Продольное деление Гималайской горной страны остается пока не решенной до конца проблемой. В настоящее время наиболее обоснованным является выделение отдельных морфоструктурных блоков в Высоких Гималаях. Они не являются единой непрерывной горной цепью, а состоят из отдельных высокогорных массивов – гималов, которые разделены понижениями, занятыми магистральными реками. Все хребты, входящие в Высокие Гималаи, расчленены меридиональными участками рр. Арун, Бхоте-Коси, Трисули, Кали-Гандаки, Бхери, Карнали на морфоструктурные сегменты. Среди них можно выделить морфоструктуры третьего порядка – Гималы: Канченджанга. Кхумбу, Лантанг, Ганеш (включая Шринги Гимал), Манаслу, Аннапурна, Дхаулагири (включая хр. Сваргадвари-Лекх), Каньероба, Сайпал (включая Биатризи Гимал). Более детальная характеристика Гималов дана в работах [1, 4].

Как полагает Г.Ф. Уфимцев [3], поперечные участки, разделяющие Гималаи на ряд блоков, скорее всего являются зонами растяжения. Разделяемые ими высокогорные массивы не всегда продолжаются далее по простиранию один за другим. Так, Дхаулагири Гимал и Аннапурна Гимал выдвинуты на юг не менее чем на 20 км относительно массива Манаслу Гимал. Это может быть обусловлено сдвиговыми смещениями между секциями аллохтонных пластин Высоких Гималаев из-за их неравномерного выдвижения на юг.

***Выводы.*** В Гималаях в пределах Непала выделяются 6 широтных (продольных) морфоструктур 2-го порядка и 10 меридиональных морфоструктур 3-го порядка (в пределах Высоких Гималаев). В дальнейшем после проведения морфометрического анализа возможно выделение морфоструктур более низких порядков.

Литература

1. Габорио М. Непал и его жители. М: Наука. 1985. 184 с.

2. Calvoda У. Geomorphological Record of the Quartemary in Himalaya. Amsterdam. Elsivicr. 1992. 360 p.

3. Hagen T. The Kingdom in the Himalays. Oxford JBH Publishing Co. New Delhi, Botbay, Balcula. 1980. 364 p.

4. Gurund Harka. Mountains of Asia. A regional Inventory. Kathmandu. Nepal. 1999. 86 p.

5. Ефремов Ю.В. Некоторые физико-географические особенности Кхумбу Гимал (Непальские Гималаи) // Вестник Краснодарского регионального отд. РГО. 2000. Вып. 2. Ч. 1. С. 10-17.

6. Ефремов Ю.В., Зимницкий А.В. Орографические особенности Непальских Гималаев // Геоморфология. 2003. № 4. С. 22-37.

7. Уфимцев Г.Ф. Геоморфологические наблюдения в Непале // География и природные ресурсы. 2001. № 1. С. 129-135.
8. Уфимцев Г.Ф. Особенности Гималайской орогении // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2002. № 4. С. 3-12.
9. Уфимцев Г.Ф. Тектонический рельеф Непальских Гималаев // Геоморфология. 2002. № 4. С. 37-53.
10. Уфимцев Г.Ф. Гималайская тетрадь. М: Научный мир, 2005. 302 с.
11. Уфимцев Г.Ф. Горы Земли. М.: Научный мир, 2008. 352 с.
12. Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 273 с.
13. Геологическая карта Китая. Масштаб 1: 5 000000. Пекин: Геол. изд-во (на китайском языке).

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ СТРОЕНИЮ И ЭВОЛЮЦИИ ВОРОНЦОВСКОЙ ПАДИ (ЕЙСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)[1]

*Захаров А.Л.*, Константинов Е.А*., Шоркунов И.Г.*, Курбанов Р.Н.*, Ткач Н.Т.**, Сычев Н.В.***
* Институт географии РАН, Москва, Россия, zaanleo@gmail.com, eakonstantinov@yandex.ru
** Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия

## NEW DATA ON GEOLOGICAL STRUCTURE AND EVOLUTION OF VORONTSOVSKAYA DEPRESSION (YEISK PENINSULA)

*Zakharov A.L*., Konstantinov E.A.*, Shorkunov I.G.*, Kurbanov R.N.*, Tkach N.T.**, Sychev N.V.***
* Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, zaanleo@gmail.com, eakonstantinov@yandex.ru
**Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

На низменных лессовых равнинах Приазовья широко распространены крупные (более 1 км$^2$) замкнутые понижения. Их местные названия – западины, пади, поды или лиманы [1]. Эти формы рельефа имеют не сплошное, а ареальное распространение, причем в каждом ареале у западин имеются свои морфологические особенности. Террасы восточного Приазовья осложнены западинами ейского типа [2], для которых характерны следующие признаки: каплевидная форма в плане, ориентированность на ССЗ, грядовый рельеф, осложняющий западный склон западин. Наивысшая концентрация западин

[1] Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-35-00345 мол_а

наблюдается на Ейском полуострове. Ряд исследователей затрагивали в своих работах проблему происхождения данных форм [3-7]. Ни одна из имеющиеся гипотез о механизмах образования западин (палеотермокарстовая, лиманно-озерная, просадочно-лессовая) не имеет на сегодняшний день фактического обоснования, что оставляет вопрос о происхождении этих форм открытым. Представляется, что наиболее перспективный путь решения данной проблемы лежит через изучение строения лессово-почвенной формации (ЛПФ) в днищах и на бортах западин, т.к. палеопочвы успешно используются в качестве реперных горизонтов при реконструкции палеорельефа [8]. В данной статье авторы впервые анализируют геологическое строение и рельеф одной из наиболее интересных для изучения западин – Воронцовской пади (рис. 1). Геологическое строение данной западины доступно для изучения благодаря протяженному береговому обрыву (6 км), секущему ее северный край.

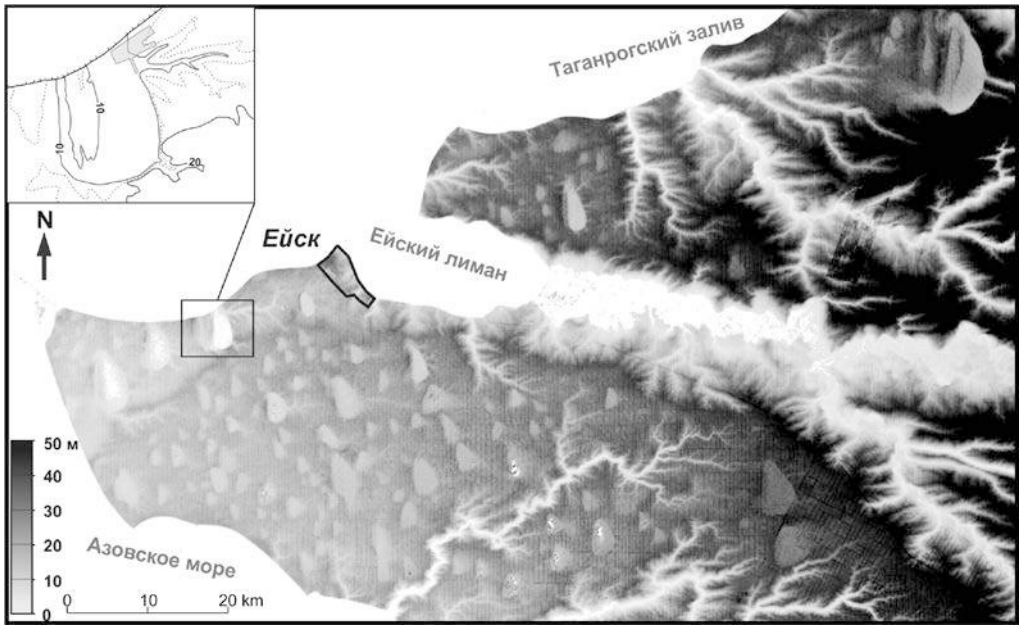



Рис. 1. Карта положения исследуемой западины - Воронцовской пади. Карта составлена на основе цифровой модели рельефа SRTM-3

Большое значение для понимания процессов рельефообразования на исследуемой территории имеет рассмотрение тектонического фона. Район исследований расположен в зоне сочленения древней (архей-протерозойской) Восточно-Европейской платформы с молодой (эпигерцинской) Скифской платформой на разнородном и разновозрастном основании [9]. Проведение границы внутри данной шовной зоны — до настоящего времени дискуссионный вопрос. В районе Ейского полуострова отмечается северная часть Азово-

Кубанской впадины, где палеозойский фундамент разбит крупными глубинными разломами, грабенами с перепадами высот 800-1000 метров и перекрыт слабодислоцированным осадочным чехлом кайнозойского возраста мощностью 1,0-2,5 км. Чем меньше возраст отложений, тем меньше степень их дислокации. По данным [10] дизъюнктивные нарушения не прослеживаются в отложениях моложе мезозойских. На новейшем тектоническом этапе для юга Скифской платформы характерны отрицательные движения, а в северной ее части отмечается плавное компенсационное поднятие. Скорости тектонических движений в голоцене в районе Ейского п-ова колеблются от +1 мм/год в центральной части до 0 – -1 мм/год на окраинах [11]. Согласно Атласу СССР [12] Ейский полуостров относится к зоне 5-ти бальных землетрясений, однако, данных о сейсмических нарушениях осадочного чехла и их проявлении в рельефе не известно. Таким образом, анализ опубликованной литературы не позволяет говорить о каком-либо существенном влиянии тектонических процессов на мезорельеф Ейского полуострова в четвертичном периоде.

В строении осадочного чехла исследуемой территории участвуют меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения [13]. Четвертичные отложения представлены субаквальным комплексом (морские, лагунные, аллювиальные) и покровным субаэральным комплексом – ЛПФ. Субаквальные отложения представлены преимущественно песками, слоистыми супесями и суглинками, слагающими террасы [14].

Мощность и сложность строения ЛПФ связаны с возрастом аллювиальных и морских террас, на которых она залегает и колеблется в пределах 10 метров на молодых террасах (конец среднего плейстоцена) и 20 метров на древних террасах (начало среднего плейстоцена) [15]. Основные фазы формирования педокомплексов (ПК) в ЛПФ, согласно схеме А.А. Величко, соотносятся с межледниковыми эпохами и морскими изотопными стадиями (MIS): мезинский – микулинское межледниковье – MIS 5e – 135-117 тыс. лет назад, каменский – каменское межледниковье – MIS 7 – 190 – 220 тыс. лет назад, инжавинский – лихвинское межледниковье – MIS 9 – 300 – 340 тыс. лет назад, воронский – мучкапское межледниковье – MIS 13 – 470 – 500 тыс. лет назад [16].

Исследуемый объект «Воронцовская падь» расположена на нижнем гипсометрическом уровне Ейского полуострова (15-25 метров над уровнем моря). Для данной западины характерны весьма высокие борта (до 15 метров относительно фоновой поверхности), крутые склоны (особенно, юго-восточный – более 15°) и ярко выраженный грядовый рельеф западной возвышенной части днища. Грядовый рельеф представлен серией (три крупных гряды) протяженных возвышений вдоль длинной оси западины. В целом грядовый комплекс возвышается над низким уровнем днища на 6-8 метров. Низкий уровень днища западины имеет высоту 4-5 метров над уровнем моря. Низкое днище характеризуется плоским рельефом, перепады высот здесь не превышают метра. Северная часть пади уничтожена береговой абразией Азовского моря, ввиду чего изначальная площадь и форма западины не

известны, а в современном виде ее площадь равна 23 км$^2$.Чаша исследуемой депрессии принимает в себя несколько крупных эрозионных форм (балок) с несоизмеримо малыми для них конусами выноса. Эти формы отличаются плавностью, в них не наблюдаются постоянные водотоки, и в целом практически нет эрозионной активности, что указывает на их реликтовую природу.

Вдоль бровки берегового обрыва проведены геодезические измерения, на основе которых построен топографический профиль (рис. 2) протяженностью 6 км. Геологический разрез основан на результатах изучения берегового обнажения. Опорными расчистками вскрыто геологическое строение плакора (расчистка V4), склонов Воронцовской пади (расчистки V3, V8), низкого уровня днища (расчистки V1, V6, V7) и высокого «грядового» днища (расчистки V2, V5). Выше уровня моря на всем протяжении разреза вскрываются субаэральные суглинистые отложения, содержащие погребенные почвы. В буровых кернах 5-ти скважин на глубине около 4-5 метров ниже моря обнаружены тонкослоистые суглинки и супеси, которые вероятно имеют субаквальное происхождение.

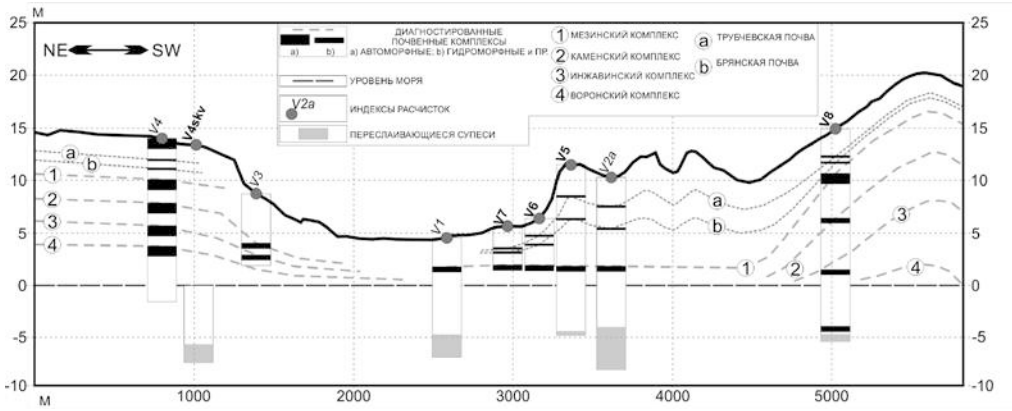



Рис. 2. Профиль берегового обнажения Воронцовской пади. Схематичное геологическое строение. Вид с севера на юг, со стороны Таганрогского залива

В строении плакора, обрамляющего Воронцовскую падь прослеживается типичный для ЛПФ Приазовья набор ископаемых педокомплексов: воронский ПК (MIS 13), инжавинский ПК (MIS 9), каменский ПК (MIS 7), мезинский ПК (MIS 5c – MIS 5e). Почвенные профили имеют автоморфный облик и по своему типу отвечают открытым степным ландшафтам. В основании разреза, на глубине 4-5 м под уровнем моря скважиной V4 вскрыты слоистые супеси. Венчает разрез плакора 4-5 метровый чехол валдайского лёсса, на котором сформирован голоценовый чернозем. В толще валдайского лесса обнаруживаются признаки неясной горизонтальной слоистости, а также уровни «побурения» и белесоватой пропитки. Выраженность указанных текстурных признаков усиливается в разрезе днища пади. Погребенные почвы отчетливо

разделены прослоями лёссов.

Восточный склон пади (переход от водораздела к днищу) в пределах берегового обнажения имеет меньшую крутизну, чем в центральной части формы, и не превышает 8°. Строение ЛПФ на этом участке претерпевает существенные изменения, по сравнению с водоразделом — палеопочвы теряют верхние горизонты, их профили сближаются и приобретают признаки, характерные для гидроморфных почв. Ближе к днищу профили палеопочв испытывают наложения друг на друга: нижние горизонты более молодых почв пронизывают (трещины усыхания, следы корневищ растений, червороины и кротовины) более древние.

В строении низкого уровня днища можно выделить современную почву, сформированную на валдайском лёссе. Ниже залегает плохо дифференцированная толща лёссовидных суглинков, подстилаемая слоистыми супесями на глубине 4-5 м под уровнем моря. В восточной и центральной частях днища признаков погребенных палеопочв не выявлено. Однако к западу, под валдайским лёссом, проявляется тёмная гидроморфная палеопочва (мезинский комплекс). Она прослеживается к западу от разреза V1 на протяжении всего днища (низкой и «грядовой» частей) примерно на одной высоте - 1,0-1,5 м над уровнем моря.

В строении высокой «грядовой» части днища над мезинким ПК залегает слоистая суглинистая пачка отложений, нижняя часть которой подчеркнута ожелезнением (обилие железо-марганцевых конкреций). Толщина слоистой пачки на грядах возрастает, а в межгрядовых ложбинах снижается. Это дает основание предполагать связь образования гряд с формированием слоистой пачки осадка. Ближе к западному склону пади слоистая пачка выклинивается. Внутри слоистой пачки выявлено несколько слабогумусированных прослоев с почвенной структурой. Их можно рассматривать как эмбриональные почвы. По гуминовым кислотам получена радиоуглеродная дата для нижней палеопочвы из слоистой пачки - 32200±1400 л.н. (ИГАН-4600) (35795 – 38932 кал.л.н.), что говорит средневалдайском возрасте (MIS 3) слоистых отложений. Ниже слоистой пачки, над мезинским комплексом, залегает недифференцированная толща лёссовидных суглинков ранневалдайского возраста (MIS 4). OSL датировка ранней фазы мезинского комплекса (124,12 ± 6,55 тыс. л.н.), подтверждает его микулинский возраст (MIS 5e). В основании разреза, в скважине вскрываются слоистые супеси на глубине 4,5 метров под уровнем моря.

На западном склоне пади в строении толщи под мезинским комплексом появляются инжавинская (MIS 9) и каменская (MIS 7) палеопочвы. Чем выше склон, тем более выраженными они становятся и приобретают автоморфный облик. В скважине, на глубине 4-5 метров под уровнем моря, вскрываются слоистые супеси.

Таким образом, Воронцовскую падь, можно охарактеризовать, как котловину, выработанную в лессово-почвенной толще, процессами выноса материала

сверху. Возраст западины, т.е. время формирования замкнутого понижения, можно оценить по положению мезинского педокомплекса как домикулинский (до MIS 5e). Под западиной и водоразделом вскрываются подстилающие субаквальные отложения, залегающие субгоризонтально. Вероятно, ими сложено тело морской террасы. Чаша Воронцовской пади осложнена, относительно молодым (MIS 3-4) грядовым рельефом, возникшим уже после её формирования. Наиболее вероятный механизм его образования эоловый, однако этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Изучение Воронцовской западины является важным этапом в выяснении механизмов происхождения, как самой пади, так и осложняющих её строение элементов, таких как грядовый рельеф. Полученные результаты помогут упростить изучение других западин, где нет подобного полного разреза.

Литература

1. Захаров А.Л., Константинов Е.А. Анализ пространственных изменений морфологии крупных западин Приазовья // Сборник тезисов докладов Международной школы-конференции молодых ученых «Изменения климата и природной среды Северной Евразии: анализ, прогноз, адаптация», Москва-Кисловодск, 14-20 сентября 2014 г. ГЕОС, 2014. С. 148 – 150.

2. Захаров А.Л., Константинов Е.А. Морфологический анализ западинного комплекса Северо-Восточного Приазовья в контексте проблемы его происхождения // Сборник статей VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Ростов-на-Дону, Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 218-220.

3. Kleschenkov A.V.. The use of digital elevation model for study of the paleogeography of the Azov sea region. Institute of Arid zones, SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia, 2010, pp. 72-74.

4. Молодых И.И. Инженерно-геологические основы изучения территорий регионального распространения западинных форм рельефа украинской части Русской платформы в связи с мелиоративным строительством. Диссертация на соискания д.г.-м.н., Киев, 1982.

5. Кавеев Т.С. Лёссы территории орошения Ростовской области. Труды комиссии по изучению четвертичного периода, 1957, с. 263-270.

6. Левандовский П.А. Геоморфология и геоморфологическое районирование Приазовской низменности. Учёные записки, вып. XVII, Краснодар, 1956, с. 21.

7. Сафронов И.Н. Геоморфология Западного и Центрального Предкавказья. Вопросы географии Северо-Западного Кавказа и Предкавказья. Краснодар, 1973, с. 4-39.

8. Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Захаров А.Л. Развитие рельефа плакоров северо-восточного Приазовья в неоплейстоцене // Изв. РАН, 2015. Сер. геогр., № 4. С. 80–94.

9. Вигинский В.А. Новейшая тектоника Азово-Черноморского региона, 1997.

10. Геология Азовского моря. Киев: Наукова Думка, 1974.

11. Панов Д.Г., Хрусталев Ю.П. Новейшие тектонические движения берегов и дна Азовского моря. // ДАН. 1966.

12. Карта сейсмического районирования и вулканов // Атлас СССР. М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1983. С. 96.

13. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание 2-е. Серия Донецкая. Лист L-37-V (Шахты). Пояснительная записка. 1999.

14. Геология СССР. Т.46. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области и Калмыцкая АССР. Геологическое описание / Под ред. Ф.А. Белова. М.: Недра, 1969.

15. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. 1973. М.: Наука. 256 с.

16. Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К., Тимирева С.Н., Семенов В.В., Кононов Ю.М. Титов В.В., Тесаков А.С., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // 2012. ДАН. Т. 445, № 4. С. 464-467.

## ПРИРОДА АНОМАЛИЙ СТРУКТУРЫ И РИСУНКА РЕЧНОЙ СЕТИ ВОСТОКА РУССКОЙ РАВНИНЫ

*Илларионов А.Г.*, Истомин А.Г.***
*Удмуртский государственный университет, Ижевск, Россия, gf.ud su@mail.ru
**ЗАО «Ижевский нефтяной научный центр», Ижевск, Россия, udm urt@ neft.ru

## NATURE OF THE ANOMAL COMPOSITION AND PATTERN OF RIVERS IN THE NORTH RUSSIAN PLAIN

*Illarionov A.G.*, Istomin A.G.***
* Udmurt State University, Izhevsk, Russia, gf.ud su@mail.ru
** Izhevsk Oil Research Center, Izhevsk, Russia, udm urt@ neft.ru

1. Рассматриваются левобережные реки бассейна Волги от устья Оки до Самарской Луки и реки равниной части водосбора Камы. Основная часть территории, занятая бассейнами этих рек, относится к Волго-Уральской области Русской платформы. Современный сток формируется в лесной зоне умеренных широт, а в Ульяновско-Самарском Заволжье – в лесостепных условиях.

Структура и рисунок водотоков, как свойства саморазвивающейся системы, складывающейся и развивающейся под постоянным воздействием сил гравитации, в значительной степени определяются правилами (или законами) Хортона [1]. Помимо правил Хортона, формирование структуры и рисунка рек подчиняется и другим правилам. Это – правило Зеккеля о выработке водотоками кратчайшего пути к базису эрозии; правило Плайфера о согласном слиянии рек; правило Кэмбелла о миграции водоразделов. В свод общих правил о формировании структуры и рисунка гидросети мы сочли необходимым включить *литогенные* и *геодинамические* правила. Согласно литогенному правилу, по нашему определению, – «в сходных климатических условиях и при одинаковом тектоническом режиме определяющая роль в формировании рисунка и структуры речной системы принадлежит вещественному составу геологических толщ». Не

менее четко выражено следующее геодинамическое правило: «Действие правил заложения и функционирования речных систем приобретают аномальные черты выражения при наложении на них различных геодинамических явлений».

2. Выраженность правил заложения и развития водотоков приводит к обособлению на земной поверхности *орогидрографических блоков*, отличных друг от друга строением речной сети и рельефа. Блоки могут быть внутрибассейновыми, бассейновыми и межбассейновыми площадью от первых сотен до нескольких десятков тысяч квадратных километров. Иногда площадь блоков соответствует контурам аномалий рисунка и структуры водотоков, сформировавшихся вопреки упомянутым правилам.

Действие литогенного правила в структуре и рисунке речной сети наиболее четко проявляется в перигляциальной зоне, в контурах развития среднепозднеплейстоценовых эоловых песков, занимающих на востоке Русской равнины огромные площади [2]. На песках, не только четвертичного возраста, но и на коренных, слабо литифицированных или подверженных в плейстоцене, в эпохи оледенений, интенсивному криогенному выветриванию, нарушается баланс поверхностной и подземной составляющей стока в пользу последней. Как итог – поверхностные водотоки лишаются условий, необходимых для становления их нормальной структуры в соответствии с правилами Хортона.

3. Происхождение аномальных по рисунку и структуре речных систем, обусловленное геодинамическими явлениями, уходит своими корнями в земную кору. Оно связано с ее геодинамикой и кинематикой, которые остаются пока составляющей «черного ящика». Мы наблюдаем на земной поверхности только «выходные данные» процессов, происходящих в этом «ящике». Причины, последствия проявления которых наблюдаемы, к сожалению, не всегда объяснимы. Одной из причин образования аномалий в структуре и рисунке речной сети, является, очевидно, сдвиговая тектоника. В описываемом районе наиболее зримо она проявляется в зонах стыка различных частей погребенного фундамента, остававшихся активными в течение всей геологической истории развития территории [3].

В натуре, в полевых условиях, результаты проявления сдвиговой тектоники наиболее хорошо изучены и описаны в орогенных областях. Последствия проявления сдвиговой тектоники на платформах в значительной степени воссоздаются по физическим моделям. Результаты физического моделирования свидетельствуют о сложной кинематике сдвиговой тектоники [4, 5, 6]. Со сдвигом связано образование разных, оперяющихся в его первоначальную плоскость структур – малоамплитудных складок, крупных трещин, сколов и др. К плоскости сдвига они располагаются параллельно, поперечно, диагонально или кулисно. В ходе эволюции, в процессе неоднократного оживления подвижек, сдвиг со временем может трансформироваться в сдвиговую зону, достигающую в ширину нескольких десятков километров [6]. Проявление сдвиговой тектоники и заложение связанных с ней водотоков подтверждается еще одним, весьма любопытным фактом. В физических моделях проявления сдвиговой тектоники отме-

чаются формированием в продольном окончании сдвигов специфической структуры, получившей название «конского хвоста». Наличие таких структур в описываемом районе, судя по рисунку водотоков, факт очевидный. По-видимому, проявление именно сдвиговой тектоники наблюдается в контурах Унжа-Вятского орогидрографического блока на широтном отрезке долины Волги от устья Оки до Казани (рис. 1).

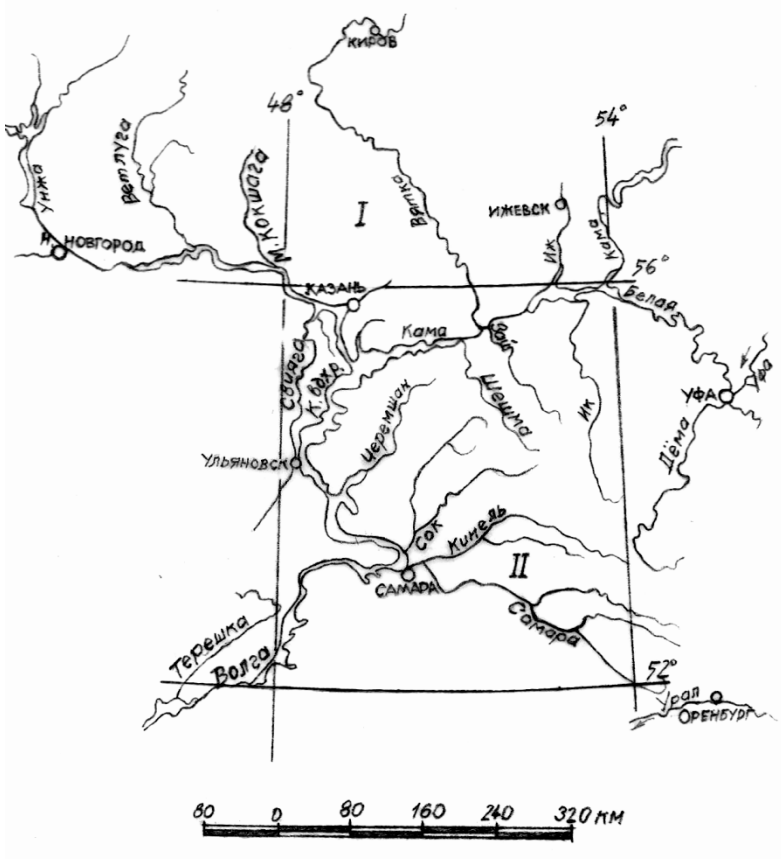



Рис. 1. Унжа-Вятский (I) и Самаро-Кинельский (II) орогидрографические блоки

В сдвиговой зоне здесь наблюдаются все структурные элементы, формирующиеся в ее контурах. Предполагается даже наличие во фронтальной части сдвига «конского хвоста», представленного долинами Кокшаги, Ветлуги и Унжи. В совокупности долины этих рек образуют согласованный между собой рисунок, имеющий форму вложенных друг в друга дуг. Основа этого рисунка, несомненно, предопределена общей причиной. Таковой, возможно, является левосторонний сдвиг. Очевидно, со сдвиговой тектоникой связан и рисунок Самаро-Кинельского орогидрографического блока. Сдвиговой зоне здесь, скорее всего, соответствует долина р. Самара, вытянутая в северо-западном направлении от Оренбурга до Волги. Возможно, отголоском этого сдвига является Жи-

гулевский надвиг, известный со времен работ А.П. Павлова. Многие россияне воспринимают эту структуру в виде живописной Самарской Луки долины Волги.

Весьма многочисленны и разнообразны аномалии рисунка и структуры речной сети, связанные с гравитационной тектоникой. Активному проявлению гравитационной тектоники в рассматриваемом регионе способствует литологическая расслоенность осадков чехла, способствующая их отслоению от жесткого фундамента. Отслоение и движение отдельных горизонтов происходило и внутри чехла. Наиболее убедительным свидетельством этого явления служат «бескорневые структуры» в платформенном чехле [6, 7]. В их строении, как правило, участвуют две пачки осадков. Верхняя – «компетентная» - создает структуры чехла в форме сводов, валов, куполов разной формы и амплитуды. В регионе роль «компетентной» пачки, как правило, выполняют известняки. Нижележащая «некомпетентная» пачка представлена пластичными отложениями, в наших условиях, глинами. Под весом всей толщи осадков чехла такие пластичные отложения становятся текучими, «выжимаются», заполняя тела куполов, валов и других структурных форм, образованных «компетентными» пачками. Ниже «некомпетентной» пачки структурные формы, как правило, теряют свою морфологическую выраженность. Они имеют очень широкое развитие в Волго-Уральской части Русской платформы. В образовании структурных форм покровного комплекса платформы, помимо тангенциального давления со стороны орогенных областей, большую роль сыграли условия, способствовавшие накоплению потенциальной гравитационной энергии. На ранних этапах развития платформы такая энергия накапливалась за счет неравномерного ступенчатого снижения поверхности фундамента в сторону опускающих зон. Эта ступенчатость, снивелированная на завершающих стадиях накопления осадков чехла, могла проявиться в последующем на континентальном этапе развития платформы. На границе ступеней из-за разной мощности осадков складывались благоприятные условия для зарождения градиентов давления, служивших спусковым механизмом для проявления гравитационной тектоники [7]. В полосе же этих границ растяжение структуроформирующих пачек способствовало зарождению ослабленных зон, благоприятных для заложения водотоков. По крайней мере, плановое сходство очертаний разломов фундамента, контролирующих мощность осадков чехла, и направлением течения современных рек наблюдается в Нижнекамской зоне линейных дислокаций. Данные геофизики и бурения свидетельствуют о наличии здесь системы субмеридиональных, параллельных между собой, разломов фундамента. Поверхность фундамента, расположенная между этими разломами, ступенеобразно снижается на восток, предопределяя градиент давления между его отдельными ступенями (блоками). Разница градиента давления определяла величину потенциальной гравитационной энергии, накапливаемой в чехле. В приповерхностной части осадков чехла эта энергия, как правило, реализовалась в процессе формирования приразломных складок растяжения и сжатия. Такие, как правило, малоамплитудные структуры чехла в после-

дующем могли быть уничтожены в ходе длительной континентальной денудации. Однако «корни» некоторых структур могли сохраниться на денудационном срезе как ослабленные зоны. Последние могли быть усвоены реками, заложенными в новейшее время. К сожалению, в связи с недостатком накопленных статистических данных, надежных методов корреляции связей между этими явлениями нет, и выявленные примеры могут быть из ряда случайных. В формировании приразломных складок участвует гравитационная энергия, накопленная во всей толще осадков чехла.

Несколько иную природу, на наш взгляд, имеет гравитационная энергия, проявляющаяся в самой верхней части земной коры. С ней мы связываем заложение водотоков, названных нами *парареками*. Долины парарек закладываются вдоль глубоких плиоцен-четвертичных эрозионных врезов. Вопреки правилу Зеккеля, парареки текут параллельно главной реке на протяжении десятков километров. На востоке Русской равнины парареки имеют широкое развитие (Варыж, Сулица, Терешка и многие другие). Возможно, к категории парарек относятся Свияга и Иловля. Ширина водораздела между парарекой и принимающей рекой колеблется от 2 – 5 до 12 – 15 км и редко где достигает 25 – 30 км. Еще одна закономерность, типичная для парарек – они, как правило, дренируют площади, прилегающие к высоким коренным склонам принимающей реки. При этом направление течения парареки может быть согласным или противоположным течению главной реки. Процессы, спровоцированные разницей давления между глубокими эрозионными врезами и прилегающими участками водоразделов, происходят из-за «снятия» эрозией в контурах долин нагрузки вышележащих горных пород. Вследствие этого, в днищах последних формируются «складки выпирания» [5, 7, 8]. В строении этих складок участвуют, видимо, не только отложения, выполняющие эрозионные врезы. Пласты пластичных пород, слагающие придолинные части водораздела, могут оказаться выжатыми в сторону эрозионных врезов. В тыловой части этих пород, затронутых «выпиранием», может образоваться ослабленная зона с густой сетью трещин и разрывов в приповерхностной части земной коры. Она по своей ширине, как полагают, «равновелика зоне гравитационной складчатости в распрямленном виде». Здесь происходит повышенная инфильтрация поверхностных и подземных вод. Мы полагаем, что именно эта зона служит местом заложения парарек. Это явление имеет, очевидно, планетарное распространение. Интересные примеры образования парарек в пределах Западно-Сибирской платформы недавно представил нам известный гидрогеолог Северного Казахстана В.К. Дейнека. В подготовленной к печати статье «Геодинамические предпосылки образования некоторых параллельных рек в бассейне р. Убаган и их геологическая роль» на убедительных фактах он раскрывает роль гравитационной тектоники в образовании рек с рисунком описанных нами парарек. Многие исследователи рассматривают «складки выпирания» как экзотектонические структуры.

6. Отметим еще одну аномалию в рисунке гидрографической сети, связанную с формированием долин рек, названных нами *наложенными*. Например,

наложенная гидрографическаяю сеть сформировалась в пределах Можгинского блока (рис. 2). Рисунок его гидросети обусловлен сочетанием дугообразных долин, разделенных друг от друга узкими водоразделами. Механизм образования долин наложенных рек остается пока невыясненным. Как закономерность стоит отметить «тяготение» этих специфических орогидрографических блоков к положительным формам палеорельефа верхнедевонско-турнейского шельфа – погребенным рифовым постройкам, карбонатным массивам и палеоплато [9]. Возможно, наложенные водотоки приурочены к корням прежних структурных элементов, образованных в иной геодинамической обстановке. Прежние черты их строения, сохранившиеся на поверхности денудационных срезов, возможно, унаследованы рисунком современных рек.

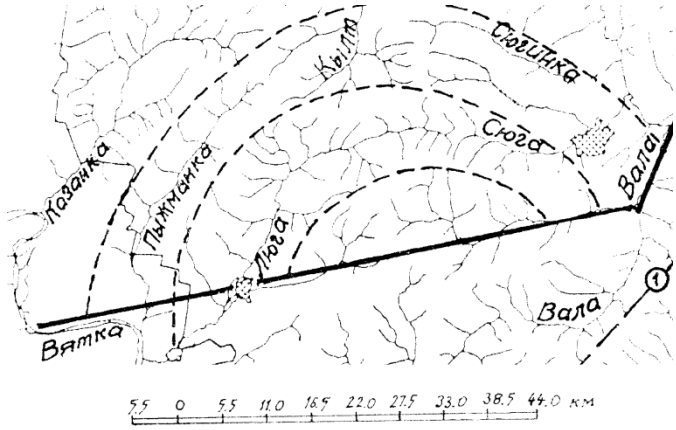



Рис. 2. Можгинский орогидрографический блок

7. Рисунок и структура речной сети имеют различный характер связей с геодинамикой. Природа этих связей из-за неполноты геологической и геофизической информации во многих случаях остается невыявленной. Важно другое. Большая часть геодинамических процессов сопровождается ослаблением консолидированности верхней части земной коры и образованием в местах их проявления ослабленных зон. Эти зоны создают на земной поверхности своеобразные «рамы» повышенной инфильтрации поверхностных и подземных вод. Эти рамы, на наш взгляд, задают своей конфигурацией рисунок и структуру зарождающейся гидрографической сети, прежде всего, ее начальным звеньям.

Литература

1. Хортон Р. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М.: Изд-во иностр. лит., 1948. 156 с.

2. Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1986. 146 с.

3. Станкевич Е.Ф. О постоянстве положения долин рек на Русской платформе // Материалы по геоморфологии и новейшей тектоники Урала и Пволжья. Уфа, 1976. С. 41-53.

4. Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер земли и планет земной группы. СПб.: Наука, 1997. 591 с.

5. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

6. Крапивнер Р.Б. Бескорневые неотектонические структуры. М.: Недра, 1986. 204 с.

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

8. Дедков А.П., Бастраков Г.В. Экзотектоническая складчатость платформ. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1967. 68 с.

9. Проворов В.М. Особенности строения и нефтегазоносности верхнедевонско-турнейского палеошельфа северных и западных районов Урало-Поволжья. Геология нефти и газа, 1992, № 7. С.16-19.

## РОЛЬ СЕЙСМОГРАВИТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ НА УЧАСТКЕ АНАПА-НОВОРОССИЙСК

*Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Попков В.И.*
Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия,
oksana_krit@mail.ru, andrey_ost@mail.ru, geoskubsu@mail.ru

## ROLE OF SEISMOGRAVITATIONAL PROCESSES IN RELIEF FORMATION ON THE BLACK SEA COAST IN AREA OF ANAPA-NOVOROSSIYSK

*Krickaya O.J., Ostapenko A.A., Popkov V.I.*
Kuban State University, Krasnodar, Russia, andrey_ost@mail.ru,
oksana_krit@mail.ru

Рельеф южного склона Северо-Западного Кавказа, а также дна прилегающей к нему акватории Черного моря, обусловлен различными факторами, включая особенности геологического строения, тектонических движений, колебаний уровня моря. Рельеф дна в целом имеет достаточно простое строение и включает такие общие для всего северо-восточного побережья Черного моря черты как узкий шельф и крутой континентальный склон. На суше важнейшей особенностью является наличие крутых и коротких склонов отдельных хребтов, глубоких эрозионных форм и широкое развитие выровненных абразионных берегов.

Однако некоторые участки побережья сильно выделяются по своим геолого-геоморфологическим характеристикам, так как на их строение и морфологию оказали воздействие высокоэнергетические сейсмические события недавнего

геологического прошлого, сопровождавшиеся образованием крупных сейсмогравитационных структур с выбросом их отложений в прилегающую акваторию. Одним из таких районов является участок Черноморского побережья от г. Анапа до г. Новороссийск.

Высокая геодинамическая активность этого участка обусловлена расположением его в зоне сочленения складчато-орогенных сооружений Северо-Западного Кавказа и Черноморской впадины и продолжающимся продвижением на север-северо-восток тектонических структур последней.

Следствием недавней сейсмической активности в этом районе стало образование ряда сейсмодислокаций и сейсмогравитационных деформаций рельефа, которые охватили как прибрежную часть суши, так и достаточно протяженный участок прилегающего дна (около 25 км вдоль береговой линии).

Исследования, представленные в данной работе, проводились авторами в 2014–2016 гг. на участке Черноморского побережья между устьями рек Сукко (р-н г. Анапа) и Озерейка (р-н г. Новороссийск), включая м. Утриш и п-ов Малый Утриш, где южный склон Северо-Западного Кавказа подвергся максимальной сейсмотектонической переработке [1].

Подробными полевыми исследованиями были охвачены наиболее крупные сейсмогравитационные структуры данной территории. К ним относятся: Большой Утришский, Малый Утришский и заключенный между ними Лагунный оползни.

Размеры Больше-Утришского оползня: длина – 3,3 км, ширина – 3,1 км. Подводная граница расположена в 1,3–1,7 км от берега. Оползень Малого Утриша имеет длину 5,1 км при максимальной ширине 3,6 км, подводная граница – 2–2,2 км от берега. Между сейсмогравитационными структурами Малого и Большого Утриша в районе так называемых лагун расположен еще один оползень. Его ширина 3,3 км, длина – 6 км. Подводная граница – 1,6–2 км от берега. Амплитуда высот у всех обвально-оползневых структур примерно одинаковая – около 500 м (включая подводную часть).

Особенности рельефа были также выявлены в ходе проведения дешифрирования космических снимков, сделанных в разное время года. В частности, был выявлен присущий сейсмогравитационным структурам типичный бугристый оползневой рельеф с выраженными стенками срыва, цирками, террасами и отдельными сейсмотектоническими отторженцами. Причем зоны отрыва на снимках отчетливо видны даже там, где на местности они слабо выражены.

Помимо этого при дешифрировании были выявлены особенности размещения эрозионной сети, индицирующей распространение сейсмогенных форм рельефа. В частности отмечены участки смещения истоков некоторых водотоков вниз по противоположному склону, срезание более древней эрозионной сети оползневыми подвижками. Также было отмечено, что в пределах сейсмогравитационных оползней современная эрозионная сеть почти не проработана, что также является важным дешифровочным признаком.

По данным сонарных карт было установлено, что изучаемые формы отличаются по возрасту, так как подводные продолжения оползней Большого и Малого Утриша, в отличие от остальных подобных структур (их по предварительным данным уже более 10) практически не переработаны морем. Они представляют собой веерообразно-мозаичные подводные формы рельефа, состоящие из хаотичного нагромождения глыб сейсмогравитационных отложений. По форме они достаточно симметричны относительно направления движения оползня.

Сейсмогравитационные структуры на данной территории представлены двумя основными типами. К первому типу можно отнести крупные сложные структуры, в образовании которых можно выделить несколько механизмов перемещения пород: отседание, оползание и обваливание. Поэтому в их строении отмечаются как фрагменты слабо нарушенных пород, так и полностью дезинтегрированные отложения, представленные коллювием из щебня и глыб с включениями отдельных пачек и блоков пород, сохранивших первоначальную слоистость. Второй тип представлен типичными блоковыми оползнями скольжения, гораздо меньших размеров и развивающихся на периферии структур первого типа.

Рельеф крупных сейсмогравитационных структур района исследований достаточно сложный, но имеет некоторые общие морфологические черты. В верхней части этих образований, как правило, отчетливо выражена стенка отрыва. В некоторых случаях (например, оползень Малого Утриша) за ней сразу выделяется типичный бугристый оползневой рельеф с характерными террасами и уступами. В других случаях отрыв индицируется достаточно широким рвом с плоским днищем. Также для всех крупных структур характерны отдельные отторженцы и останцы горных хребтов и вершин, которые отчетливо выделяются в рельефе территории. Часть их была смещена, некоторые из них не испытывали сильных подвижек. Необходимо отметить и наличие замкнутых котловин, образованных при смещении водораздельной части хребта или оползневых масс. Такие котловины совершенно нетипичны для Черноморского побережья. В самой крупной из них расположено оз. Абрау, сейсмогравитационная природа которого была доказана рядом исследователей [2]. Нами были выявлены и описаны котловины оз. Сухой Лиман и щели Широкой, которые образовались на периферии крупных сейсмогенных оползней Лагунного и Малого Утриша. Эти котловины необычны и по гидрологическому режиму. Они могут стоять сухими в течение нескольких лет, а затем даже без превышения среднего уровня атмосферных осадков вновь заполнятся водой. Вода уходит также очень быстро, а время ее стояния различно. Последний раз крупные озера на месте описанных котловин образовались в феврале-марте 2016 г.

Типичной частью сейсмогенных оползней являются и мощные потоки полностью дезинтегрированных пород.

Наиболее сложно построен Лагунный оползень, морфологическое строение которого приведено на рисунке ниже.

Помимо влияния сейсмодислокаций и сейсмогравитационных деформаций

различного ранга на общий облик исследуемой территории, необходимо отметить и значительное воздействие сейсмогенной переработки коренных пород на дальнейшее преобразование рельефа. Отложения, слагающие изученные сейсмогравитационные деформации не литифицированы и не сцементированы, что приводит к активному развитию здесь экзогенных геологических процессов. Наиболее активными являются обвально-осыпные и абразионные процессы, также иногда отчетливо выражена эрозия временных водотоков.

На отдельных участках изучаемого побережья возник ряд лагун, происхождение которых можно связать с перегораживанием морскими барами котловин, образовавшихся между отдельными оползневыми блоками.

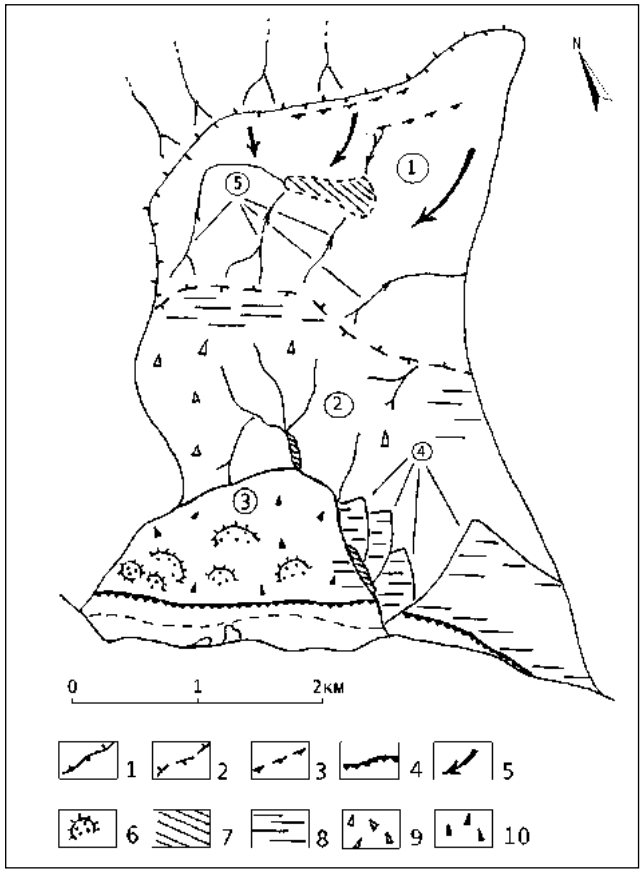



Схема основных морфологических элементов сейсмогравитационной структуры Лагунной

*Условные обозначения:* 1 – современный водораздел хр. Навагир; 2 – водораздел, сместившийся в результате сейсмических событий; 3 – зоны отрыва и скольжения верхней части хр. Навагир; 4 – уступ фронтальной части оползня, приуроченный к предположительному сейсмогенному разрыву; 5 – направления движения сейсмогравитационной структуры; 6 – сейсмогравитационные отторженцы; 7 – дно котловин, образовавшихся в результате сейсмогравитационных смещений; 8 – участки слабо нарушенного залегания коренных пород; 9 – породы средней степени дезинтеграции; 10 – максимально дезинтегрированные породы.

Таким образом, сейсмогравитационные процессы на данной территории стали ведущими в формировании современного облика рельефа и уникальных ксерофильных ландшафтов, в частности можжевеловых и фисташковых редколесий, которые в настоящее время находятся под охраной в пределах территории Государственного заповедника «Утриш». Однако значительная часть области

развития сейсмогравитационных деформаций испытывает в настоящее время интенсивное воздействие хозяйственной деятельности человека, поэтому стоит обратить внимание на очень высокую активность современных экзогенных процессов данной территории, неустойчивость склонов, береговой зоны, специфический характер отложений и возможную сейсмичность при планировании каких-либо инженерных и хозяйственных мероприятий.

Литература

1. Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Быхалова О.Н. Результаты изучения палеосейсмотектонических деформаций и оползневых процессов на территории Государственного природного заповедника «Утриш» (Северо-Западный Кавказ) // Геология, география и глобальная энергия: научно-технический журнал. № 3 (58). Астрахань: ВГБОУ ВПО «Астраханский государственный университет», 2015. С. 101–114.

2. Островский А.Б. Происхождение озера Абрау и других бессточных котловин на Черноморском побережье Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1970. № 1. С. 89–98.

## МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОДНОГО ИЗ РЕГИОНОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

*Лаврович Н.Н.*
ФГУНПП «Аэрогеология», Москва, Россия, levinanb@yandex.ru

## THE MORPHOTECTONIC FEATURES OF ONE OF THE REGIONS IN THE CENTRAL PART OF THE EASTERN EUROPEAN PLATFORM

*Lavrovich N.N.*
SSPE «Aerogeologia», Moscow, Russia, levinanb@yandex.ru

С середины 70-х гг. в обиход геологов прочно вошли космические снимки. На них в районах платформ дешифрировались фрагменты линейных элементов. Мало у кого вызывало сомнение, что линейные элементы на значительных территориях горных районов маркируют тектонические разломы, тем более что это было доказано в процессе полевых исследований. Какова роль линеаментов на платформе, и какие аналогии между столь разными ситуациями можно провести? Справедливости ради стоит сказать, что еще в 50-60-е гг. прошлого столетия ряд геологов выделили на поверхности Восточно-Европейской платформы серию отрицательных линейных структур, связь которых с разрывными нарушениями казалась бы очевидной; отнесены они были к авлакогенам. Но их слабая изученность редкими скважинами не позволяла установить детали геологического строения.

В настоящее время при изучении тектоники, в частности Восточно-Европейской платформы, большое внимание уделяется дешифрированию и интерпретации линеаментов, линеаментных зон, дуговых элементов, кольцевых структур. Тем не менее, направление тектонической истории платформы на новейшем этапе остается одним из сложнейших и недостаточно изученных вопросов. К тому же морфология современных форм рельефа – речных долин и водораздельных пространств не является чисто тектонической, в ней так или иначе отражены результаты экзогенных процессов. Для примера попытки изучения выбран участок центральной части Восточно-Европейской платформы, включающий Смоленско-Московскую возвышенность, Мещерскую низину, Среднерусскую возвышенность и Тамбовскую низменность (рис. 1). К сожалению, не всегда эффективно дешифрирование в районах мегаполисов. Впрочем, четко различаются по степени густоты и простиранию линеаменты и линеаментные зоны в разных геоморфологических областях и районах. Так, широтные линеаменты Смоленско-Московской возвышенности резко сменяются меридиональными в пределах Мещерской низины и Тамбовской низменности; Среднерусская возвышенность четко выделяется обилием дуг, дуговых элементов и кольцевых структур.

На космоснимке значительно более крупного масштаба в окрестностях Москвы дешифрируется линейная зона сложного строения в месте изменения направления долины р. Москва – как раз там, где отмечается коленообразный изгиб русла. В целом для более, чем сотни рек г. Москвы и прилегающей территории можно выделить три преобладающих простирания их долин: субширотное, северо-западное-юго-восточное и субмеридиональное. Широтное и субширотное простирания характерны для южной половины территории – это долина Москвы до пределов города и долины притоков – Десны, Пахры, Мочи и др., практически параллельные. Северо-западное простирание отмечено для долины р. Москва в черте города, субмеридиональное – на востоке территории (Пехорка, Яуза, Истра, Клязьма). При сравнении элементов рельефа с тектоническими элементами фундамента и платформенного чехла можно заметить определенное сходство. Часть элементов рельефа унаследовала структурный план и кристаллического фундамента, и платформенного чехла. В первую очередь, это долины широтных направлений, которые практически параллельны, что, как полагают многие, является одним из признаков тектонического происхождения. Широтные долины притоков р. Москва (р. Городня и др.) совпадают с полосой флексурообразных перегибов слоев в каменноугольных отложениях платформенного чехла.

Существует связь расположения долин (Пахра, Десна, Городня) с северным, либо южным ограничением Подмосковного авлакогена. На схеме строения фундамента в этой части территории прослежены преимущественно широтные зоны разломов.

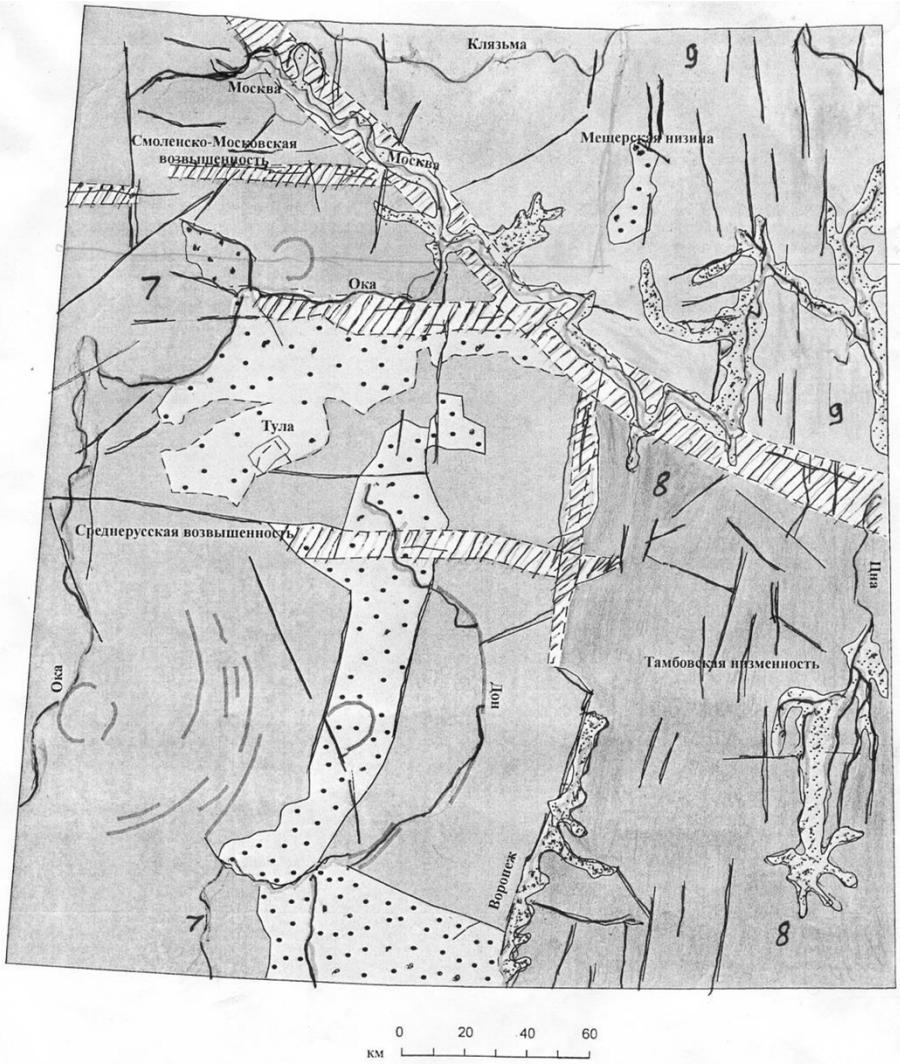
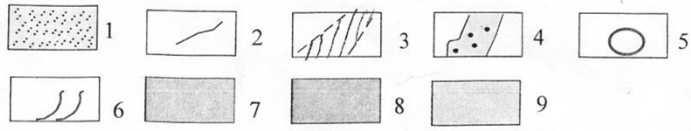



Рис.1. Схема дешифрирования центральной части Европейской платформы




1 – четвертичные отложения в долинах рек; 2-4 – линейные элементы строения территории: 2 – линеаменты, 3 – линеаментные зоны, 4 – ландшафтные участки, дешифрирующиеся в виде блоков с линейными ограничениями,5 – кольцевые структуры, 6 - дуговые зоны; 7-9 – региональные блоки, дешифрирующиеся на КС, отвечающие элементам рельефа платформы

Для долин меридиональных направлений в платформенном чехле прослеживается соответствующая зона флексурообразных перегибов слоев в каменноугольных отложениях (р. Пехорка), но почти не наблюдалось тесной связи с разрывными нарушениями фундамента.

Особое положение занимает значительных размеров линеаментная зона простирания СЗ – ЮВ, с которой совпадает протяженный отрезок долины р. Москва и параллельные друг другу долины притоков Москвы (р.р. Сходня, Синичка), а также верховья Клязьмы. Явных аналогов ее в чехле и фундаменте не отмечено, хотя имеется вытянутое в северо-западном направлении поднятие в палеозойском чехле.

Расшифровка кольцевых структур, выделенных по отдельным элементам рельефа, представляет собой весьма сложную проблему, их природа пока еще – тема для дискуссий. На данной территории это, как правило, дуговые и кольцевые отрезки долин. Наиболее выразительна Яузская кольцевая структура, ограниченная отрезками долин р.р. Москва и Сходня.

Блоковое строение современного рельефа, отражающее характер новейшего структурного плана, выражено не столь четко, как в фундаменте и осадочном чехле. Во многих публикациях приводится информация о трех блоках: Южном (Подольском), Северо-Западном (Рузском) и Северном. Четко выделяется *Подольский блок* на южной половине территории, его северная граница – широтный отрезок р. Москва. Характерен моренный холмистый рельеф, абсолютные высоты междуречий 160-180 м до 250 м на Теплостанской возвышенности, которая достаточно проблематично считается молодой инверсионной структурой. Большое количество растущих оврагов - возможное свидетельство того, что блок воздымается. *Северный блок* – фрагмент Мещерской низины – имеет четкую границу по меридиональной линеаментной зоне с там же возвышенным участком моренной гряды. В Мещерской низине часто отмечаются ложбины стока меридионального простирания, выделяются также зоны линеаментов того же направления. Блок относительно опущен. Строение *Рузского блока* гетерогенное: в рельефе моренные гряды сменяются флювиогляциальными равнинами, долинными зандрами и долинами. Кинематическая направленность этого блока сложно поддается расшифровке.

Завершая описание неотектонических элементов строения территории, представляется необходимым уточнить, что понимает автор под терминами линеаменты и линеаментные зоны. Автор не ставит знак равенства между линеаментными зонами, а также долинами рек и разломами (разрывными нарушениями, расколами) складчатых областей геодинамически активных районов. Вместе с тем, уже давно (с начала систематического проведения полистной геологической съемки масштаба 1: 200000) геологи, работающие в пределах платформы, обратили внимание на элементы структурного строения, обладающие чертами разрывных нарушений. В платформенном чехле это линейные зоны, в которых происходит вертикальное смещение уровня подошвы и кровли палеозойских пород, а также флексурообразные перегибы слоев и зоны повышенной трещи-

новатости. Такие линейные зоны стали изображаться на геологических картах как разломы (чаще всего предполагаемые). В современном рельефе к признакам разломов относили прямолинейные отрезки русел рек, тальвегов оврагов, уступов и тыловых швов пойм и надпойменных террас, коренных склонов долин, ложбин стока, береговых линий озер, болот и других элементов ландшафта. Однако, самого главного для названия (разломы) на платформах мы не видим. Нет разрыва сплошности пород, нет тектонических образований, заполняющих полости разрывов – брекчий, милонитов, жил и даек. По всей вероятности, расколы фундамента происходят до настоящего времени, насколько значительны перемещения в нем - судить трудно. Ясно одно, что мощный платформенный чехол играет роль своего рода амортизатора, который гасит интенсивность и скорость движений блоков вдоль разломов, и мы видим лишь отголоски этих процессов в чехле и в современном рельефе. Таким образом, для платформы лучше использовать термины: «линеаменты» и «зоны линейных нарушений».

## СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА И НОВЕЙШИХ СТРУКТУР ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СКИФСКОЙ ПЛИТЫ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ВОЗРАСТА, АМПЛИТУД И СКОРОСТЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

*Макарова Н.В., Суханова Т.В.*
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. Геологический ф-т. Москва. E-mail makarovanat@yandex.ru

## STAGES OF FORMATION OF A RELIEF AND THE NEWEST STRUCTURES OF THE EAST EUROPEAN PLATFORM AND SCYTHIAN PLATE AS INDICATOR OF THEIR AGE, AMPLITUDES AND VELICITIES OF TECTONIC MOVEMENTS

*Makarova N.V., Sukhanova T.V.*
Moscow state University M. V. Lomonosov. Geological faculty. Moscow.
E-mail makarovanat@yandex.ru

Новейшие деформации Восточно-Европейской платформы (ВЕП) малоамплитудны и поэтому слабо выражены в рельефе. Для их выявления и изучения применяются различные методы: геологические, структурно-геоморфологические, аэрокосмические, геодезические, геофизические, геохимические, используются данные бурения. Однако среди всех методов наибольшее значение имеют структурно-геоморфологические методы. Особенно они используются в условиях, когда плохо сохраняются или отсутствуют олигоцен-

неогеновые отложения, коррелятивные новейшему этапу. Эти методы позволяют не только выделить или распознать в рельефе различные даже самые еле заметные деформации, но и дать их всеобъемлющую характеристику: определить морфологию, возраст, характер развития, условия формирования, а также направленность, амплитуды и скорости новейших тектонических движений за интервалы времени (или стадии) разной продолжительности. При этом основными реперами, используемыми для этих целей, являются поверхности выравнивания.

Новейший тектонический этап на платформе начался в позднем олигоцене. Выраженные в рельефе наиболее крупные платформенные новейшие поднятия – Воронежское, Донецкое, Приволжское, Токмовское, Бугульминское (Южно-Татарский свод) и др., а также прогибы (Окско-Донской, Сеймский и др.) стали развиваться с этого времени. Менее крупные структуры появились в рельефе в миоцене, плиоцене или четвертичном периоде.

Циклический и стадийный характер развития структурных форм, их выражение в рельефе на платформенных территориях, как и в орогенах, обусловлен неравномерным – непрерывно-прерывистым, по В.Е. Хаину [8], проявлением тектонических движений и ритмичными циклическими изменениями климата. Эти процессы, действующие одновременно, определяют закономерно повторяющиеся эрозионно-аккумулятивные циклы в развитии рельефа любой территории. Отражением этих процессов являются отчетливо выраженная в рельефе ступенчатость склонов поднятий, а также соответствующая или связанная с ней последовательность осадконакопления. Разновозрастные ступени представлены реликтами мезозойского пенеплена и более молодыми миоценовыми, плиоценовыми и четвертичными эрозионно-денудационными (чаще всего являющимися педиментами), эрозионно-аккумулятивными и аккумулятивными поверхностями, в том числе, речными и морскими террасами. Каждый цикл рельефообразования включает врез, в рельефе выраженный склоном, и прилежащую к его подножию поверхность выравнивания. Врез формируется в период активизации движений и поднятия, поверхность выравнивания – в период ослабления или прекращения движений. Сносимый во впадины обломочный материал разделяется на серии, свиты и др., отвечающие отдельным стадиям активизации и прекращения тектонических движений. Все поверхности и террасы и коррелятивные отложения используются при анализе неотектонических движений и созданных ими деформаций. Они позволяют проследить, реконструировать возникновение, расширение, последовательный рост поднятий и углубление и сокращение прогибов. Основным приемом выделения и изучения поверхностей является построение геолого-геоморфологических профилей, проводимых вдоль и в крест простирания структур.

Возраст новейших структур определяется по комплексу признаков, в основном по возрасту поверхностей, развитых на их склонах. Учитывается общее количество поверхностей, возраст пород, на которых они выработаны, перекрывающие или вложенные в них неогеновые и четвертичные отложения и корре-

ляция с погребенными комплексами новейших отложений. Наиболее благоприятны для определения возраста отдельных стадий южные и восточные районы ВЕП, в частности, южные склоны поднятия Донбасса, где присутствуют морские и континентальные отложения практически всех возрастных стадий [7] (рис.).

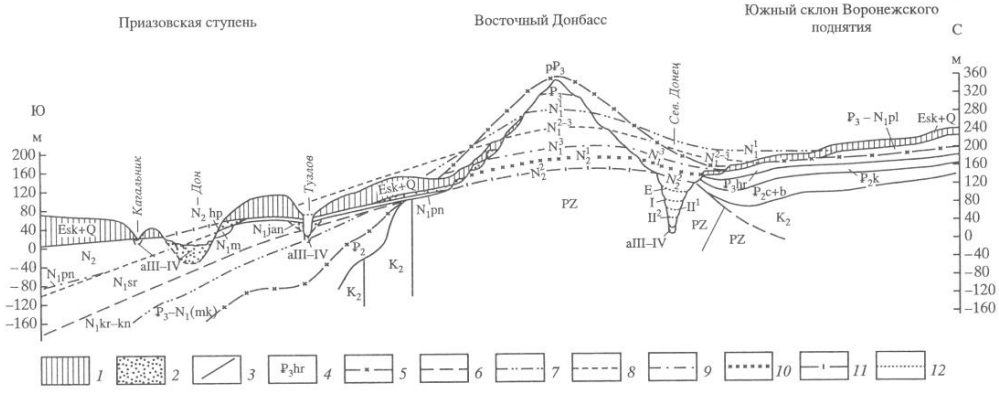



**Рис. Принципиальная корреляционная схема форм рельефа и новейших отложений** [7]

*1* – покровные образования (скифские глины и лёссовидные суглинки с погребенными почвами); *2* – песчаные отложения сулинской, хапровской и яновской свит неогена и четвертичных отложений; *3* – разрывные нарушения; *4* – индексы разновозрастных свит; *5–12* – сопоставительные линии денудационных, эрозионно-денудационных, эрозионно-аккумулятивных поверхностей: *5* – допозднепалеогеновой ($pP_3$), *6* – позднеолигоценовой ($P_3$), *7* – раннемиоценовой $(N_1^1)$, *8* – средне-позднемиоценовой $(N_1^{2-3})$, *9* – позднемиоценовой $(N_1^3)$, *10* – раннеплиоценовой $(N_2^1)$, *11* – позднеплиоценовой $(N_2^2)$, *12* – эоплейстоцен–неоплейстоценовых (E–Q)

Здесь же в осевой части поднятия на высотах до 360 м сохранились и фрагменты исходной мезозойской поверхности выравнивания с остатками каолиновой коры выветривания. Широкое развитие этой денудационной поверхности на тех же высотах отмечается и в других областях ВЕП – на Воронежском, Токмовском и др. поднятиях. В эту исходную поверхность выравнивания вложен ряд поверхностей, каждая из которых отвечает стадиям выравнивания крупных циклов развития рельефа и структур. На основании анализа рельефа и комплекса новейших отложений выделены следующие циклы рельефообразования и неотектонические стадии: позднеолигоценовый ($Pg_3$) и раннемиоценовый ($N_1^1$), соответствующие накоплению отложений майкопской серии на юге и полтавской на севере, средне-позднемиоценовый ($N_1^{2-3}$ сарматский), позднемиоценовый ($N_1^3$ мэотис-понтический), плиоценовый ($N_2^{1-2}$ киммерий-акчагыльский), эоплейстоценовый (E) и затем серия неоплейстоценовых циклов. В ряде мест некоторые циклы подразделяются на две стадии – раннюю и позднюю. Практически аналогичные циклы рельефообразования выделяются не только во всех других областях ВЕП, но и во многих орогенах – Кавказа, Урала, Тянь-Шаня, Алтая и др., что свидетельствует об одновременности проявления импульсов неотектонических движений и климатических изменений на боль-

ших пространствах. Об этом еще писали многие исследователи в середине прошлого столетия: Ю.А. Мещеряков, В.М. Синицын, З.А. Сваричевская, Ю.П. Селиванов и др.

В морфологии структур прежде всего учитывается крутизна крыльев (склонов), асимметричное или симметричное их строение, позволяющие вместе с геологическими данными – деформациями новейших отложений, разрывными нарушениями, анализом трещиноватости пород и линеаментов, определить направление исходящего давления или источник напряжения, под действием которого формируются структурные формы. На основании этого территории ВЕП и Скифской плиты районированы по принадлежности к тому или иному источнику напряжений [2, 4, 5]. Среди последних выделяются внеплатформенные или глобальные, представляющие активные орогенные области Кавказа, Карпат, Урала, а также Фенно-Скандинавская область, связанная со спредингом в Северной Атлантике. Кроме них источниками напряжения являются внутриплатформенные региональные структуры – Воронежский и Токмовский своды, Окско-Донской прогиб и др., а также активно развивающиеся впадины Черного и Каспийского морей. Территории, принадлежащие к разным источникам напряжений, представляют собой *геодинамические системы*, границами между которыми являются *геодинамически активные зоны* разных рангов, типов и строения [3, 4, 5].

Суммарные амплитуды поднятий в общем случае отвечают разности абсолютной высоты современного положения реперных поверхностей (мезозойского пенеплена на Воронежском, Донецком и др. поднятиях, подошвы коррелятивных началу новейшего этапа позднеолигоцен-раннемиоценовых полтавской, майкопской и др. серий или свит в разных районах), и их высоты во время формирования (часто соответствующей нулевой отметке), или современной абс. высоте с учетом денудационного среза. Наибольшие амплитуды тектонических движений для Восточно-Европейской платформы составляют 350-400 м (поднятия Воронежское, Средневолжское, Бугульминское и др.), хотя некоторые исследователи необоснованно увеличивают эти цифры более чем в два раза. Это вызвано увеличением (до 500 м) денудационного среза на поднятиях восточной части ВЕП [1]. В донеотектонический этап денудационный срез мог быть достаточно большим, особенно на постоянно поднимающихся щитах – Балтийском, Украинском - и антеклизах – Воронежской, Волго-Уральской и др. Но местами сохранившаяся древняя кора выветривания на мезозойских пенепленах позволяет считать, что денудационный срез в новейшее время был небольшим, и его можно не принимать во внимание. В основном разрушение поднятий шло путем отступания склонов и врезания эрозионной сети, тогда как денудация водораздельных пространств была незначительной. В эоплейстоцене и неоплейстоцене существующие к этому времени поверхности выравнивания были перекрыты ледниковыми отложениями или лессами, еще более предохранившими их от последующей денудации.

Выделенные поверхности выравнивания различного генезиса позволяют перейти к оценке амплитуд новейших тектонических движений. Для многих поднятий Восточно-Европейской платформы определены глубины цикловых врезов за весь неотектонический этап и для разных его стадий, и на их основании рассчитаны постадийные амплитуды поднятий и скорости движений. Амплитуды стадийных поднятий, в общем случае, условно прямо пропорциональны глубинам врезов за эти стадии и рассчитываются по формуле A: D = a: d, где A - амплитуда поднятия за все время, D – глубина всего вреза за это время, a - амплитуда за определяемую стадию, d - величина вреза за эту стадию [6]. Наиболее важны амплитуды поднятий и скорости движений для неоплейстоценовых стадий, используемые при определении геодинамической устойчивости территорий расположения и строительства различных инженерных объектов. Для самых крупных поднятий ВЕП, развивающихся с начала новейшего этапа, амплитуды поднятий за неоплейстоценовые стадии составляют от 20 до 40 м. При этом наибольшие значения характерны для среднего неоплейстоцена. Они уменьшаются до 15-25 м в голоцене, что связано с небольшой его продолжительностью и незаконченностью цикла. Скорости движений, как правило, на порядок превышают скорости миоценовых и плиоценовых движений и колеблются от 0,2-0,4 в среднем неоплейстоцене, 0,3-0,8 в позднем неоплейстоцене до 1,5-3-4 мм/год в голоцене. Закономерное увеличение скоростей движений к голоцену выдерживается практически для всех областей Восточно-Европейской платформы. Таким образом, на протяжении четвертичного периода постепенно увеличивались скорости вертикальных движений, что приводило к глубокому расчленению рельефа.

Литература

1. Карта новейшей тектоники Среднего и Нижнего Поволжья. Масштаб 1: 500 000. / Гл. ред. Ковальский Ф.И. Ред. Востряков А.В. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та. 1981.

Макаров В.И. Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их сейсмической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. № 13. Спец. вып. С. 53-60.

2. Макаров В.И., Дорожко А.Л., Макарова Н.В., Макеев В.М. Геодинамически активные зоны платформ // Геоэкология. Инж. геология. Гидрогеология. Геокриология. 2007. № 2. С. 99-110.

3. Макеев В.М., Макарова Н.В., Дорожко А.Л., Суханова Т.В., Коробова И.В. Геодинамически активные зоны Восточно-Европейской платформы – принципы выделения и классификации // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние и проблемы. Мат-лы. XIX научно-практич. конф. с междун. участием. Москва, 2014. С. 225-229.

4. Макарова Н.В., Макеев В.М., Дорожко А.Л., Суханова Т.В., Коробова И.В. Геодинамические системы и геодинамически активные зоны в новейшей структуре Восточно-Европейской платформы // 47 (XLVII) Тектонич. совещ. «Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. М: ГЕОС, 2015. С.271-276

5. Несмеянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неоструктурное районирование горной области. М.: Недра, 1971. 144 с.
6. Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М.: Наука, 2006. 206 с.
7. Хаин В.Е. О непрерывно-прерывистом типе тектонических процессов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950 № 6.

## СОВРЕМЕННЫЕ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ РАВНИННЫХ ТЕРРИТОРИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ РАВНИНЫ)

*Панина Л.В., Зайцев В.А.*
Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Геологический ф-т; Москва, Россия, panina53@mail.ru, v.zaitsev@mail.ru

## MODERN STRUCTURAL-GEOMORPHOLOGICAL METHODS OF THE FLAT TERRITORIES STUDY (ON EXAMPLE OF THE CENTRAL PART OF THE RUSSIAN PLAIN)

*Panina L.V., Zaitsev V.A.*
Lomonosov Moscow State University, Geological Department, Moscow, Russia, panina53@mail.ru, v.zaitsev@mail.ru

Район исследования расположен в пределах Средне-Русской и Московской возвышенностей (Клинско-Дмитровская гряда), Мещерской низменности и Окско-Донской равнины. Абсолютные отметки рельефа колеблются от 250-290 м в области возвышенностей до 170 м и менее в районах низменностей. В тектоническом отношении эти морфоструктуры соответствуют южному склону Московской синеклизы и центральной части Воронежской антеклизы.

С целью изучения новейшего строения и геодинамики района был проведен структурно-геоморфологический анализ, направленный на выявление выраженных в рельефе пликативных и дизъюнктивных дислокаций. Основой структурно-геоморфологических исследований являлось дешифрирование топографических карт, аэро- и космоснимков, сопровождаемое построением геолого-геоморфологических профилей. Положения методики построения структурно-геоморфологических карт и геоморфологических профилей изложены в [1]. Признаками выявления дислокаций являются эрозионная сеть, перепад абсолютных отметок и рисунок горизонталей рельефа. На существование растущих поднятий указывает расходящийся по радиусам, от свода поднятия рисунок гидросети, а границы поднятий оконтуриваются речными долинами. Гидросеть часто использует зоны разрывов, трещиноватости, дробления и повышенной

проницаемости пород, которые можно интерпретировать как «слабые зоны» [1].Эти зоны являются результатом избирательного процесса линейной и склоновой денудации и контролируют границы новейших структурных форм. Индикаторами слабых зон служат крупные речные долины и их притоки, овраги, седловины и др. Однако следует помнить, что речная сеть разрабатывает не только новейшие, но и древние разрывы и трещины, а речные долины приурочены к слабым зонам избирательно, т.е. фрагментарно. Степень достоверности выявленных слабых зон повышается при анализе рельефа не только в горизонтальной плоскости, но и в вертикальном сечении. Для этого были построены геоморфологические профили. Интерпретация профилей позволила перевести некоторые слабые зоны в ранг новейших разрывов и оценить амплитуды смещения по ним.

Применение этого метода в равнинных районах, где перепады абсолютных отметок рельефа малы, а дислокации завуалированы чехлом рыхлых четвертичных отложений, сопряжено с рядом трудностей, которые преодолимы с появлением в последнее время космических радарных снимков высокого разрешения, позволяющих, с одной стороны, повысить детальность работ, а с другой — обзорность. Современные способы компьютерной обработки дают возможность выявить даже небольшие колебания амплитуд рельефа. Применение автоматизированной обработки радарных изображений с помощью программы LESSA помогает увидеть скрытые, не различимые визуально, особенности рельефа, такие как, например, плотность гидросети, изменение характера роз-диаграмм слабых зон или линеаментов, линий вытянутости гидросети и др. Использование при структурно-геоморфологическом дешифрировании ГИС-технологий, с помощью которых можно одновременно рассматривать привязанные друг к другу разного рода материалы, меняя масштабы изображения, существенно повышает точность и степень достоверности полученных результатов. Автоматизированное создание геоморфологических профилей существенно сокращает время их построения. Выявленные дислокации сравниваются с геолого-геофизическими материалами, отражающими глубинное строение района, привлекаются карты распределения эпицентров землетрясений, результаты эманационной водородной съемки, данные космической геодезии и др.

Описанный выше комплекс современных методов структурно-геоморфологического анализа положен в основу проведенных исследований. Было проведено визуальное и автоматизированное дешифрирование, статистическая компьютерная обработка данных, включавшая построение роз-диаграмм и карт направления их вытянутости. На итоговой структурно-геоморфологической карте масштаба 1:1 000000 показаны новейшие структуры: поднятия и впадины первого ранга, осложненные частными поднятиями, а также слабые зоны (разрывов, трещиноватости и т.д.) (рис.1). На севере расположено субширотное Московско-Дмитровское поднятие с максимальными абсолютными отметками рельефа до 295 м. В его пределах выделен ряд частных поднятий различных по морфологии и размерам, большинство из которых про-

слеживаются в дочетвертичном рельефе (районы Хотьково, Яхрома, Дмитрова, Льялово, Менделеево, Истры и др). Московско-Дмитровское поднятие нарушено серией слабых зон преимущественно северо-западного и северо-восточного простираний. Северо-восточные соответствуют протяженной зоне разломов фундамента. Проведение детальных структурно-геоморфологических исследований в комплексе с эманационной водородной съемкой, выполненное на территории Чашниковской впадины (в пределах н. п. Радомли – Менделеево), позволило выявить сводово-блоковый стиль новейших деформаций. Многие слабые зоны маркируются максимумами эманаций водорода.

Южным ограничением Московско-Дмитровского поднятия является Клязьминское долинообразное понижение, которое контролируется субширотными слабыми зонами, наиболее протяженные из них совпадают с разломами Подмосковного авлакогена. Выявленные нами разноранговые поднятия Средне-Русской возвышенности нарушены системами слабых зон различных ориентировок. Преобладающим простиранием является северо-западное, отражающее, по-видимому, влияние Пачелмского авлакогена. Ранее здесь выделена Московско-Рязанская линеаментная зона [2]. Эти зоны наследуют разломы фундамента, продолжаясь в область Окско-Донского прогиба, они контролируют систему новейших поднятий на северо-западе района: Чеховское, Калужское, Веневское, Зарайское, Плавское (рис.1). Зарайское, Голдинское, Милославское, юго-восточная часть Плавского и субширотные слабые зоны прослеживаются в дочетвертичных комплексах. Слабые зоны северо-восточного простирания также хорошо дешифрируются, подчеркивая морфологию поднятий юго-восточного склона Воронежской антеклизы: Олымского, Кочетовского, Оскольского, Белогорско-Калачского. В области Обояньского и Оскольского поднятий, где фундамент расположен близко к поверхности, ранее нами отмечена наибольшая корреляция новейших дислокаций с древними [3]. Новейший структурный план субмеридионального Окско-Донского прогиба представлен сочетанием частных поднятий и впадин, причем поднятия преобладают (рис.1). Наиболее ярко выраженный в рельефе Окско-Цнинский вал (максимальная абсолютная отметка рельефа 184 м) прослеживается в отложениях девона и верейского горизонта. Его субмеридиональная ориентировка контролируется разломом фундамента, которая проявлена в рельефе слабой зоной. На юге вала выявлены слабые зоны северо-западного простирания, которые являются отражением разломов Пачелмского авлакогена. Новейшие дислокации частично соответствуют гравитационным и магнитным аномалиям. Установлена приуроченность эпицентров низкомагнитудных землетрясений к границам новейших поднятий и слабым зонам.

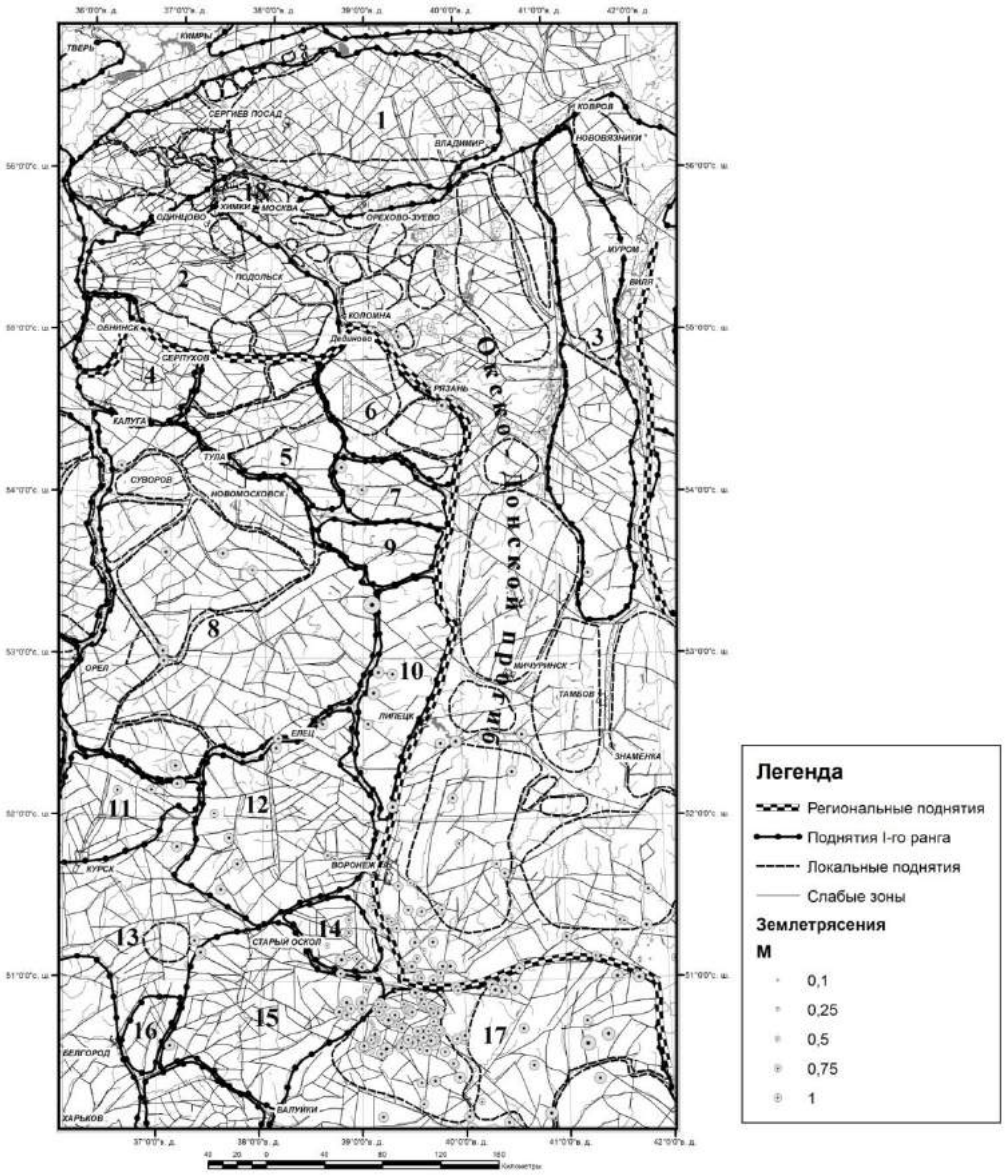



Рис.1. Структурно-геоморфологическая карта Центральной части Русской равнины. Новейшие поднятия первого ранга: цифрами обозначены: 1 – Московско-Дмитровское, 2 – Чеховское, 3 – Окско-Цнинский вал; 4 – Калужское, 5 – Веневское, 6 – Зарайское, 7 – Голдинское, 8 – Плавское, 9 – Милославское, 10 – Липецкое, 11 – Курское, 12 – Олымское, 13 – Обояньское, 14 – Кочетовское, 15 – Оскольское, 16 – Корочское, 17 – Белогорско – Калачское. Понижения: 18 – Клязьминское.

Таким образом, использование комплекса современных методов структурно-геоморфологического анализа позволило уточнить, а где-то, и по-новому, представить новейший структурный план центральной части Русской равнины. Показано, что район исследования испытывает на новейшем этапе активизацию, выражающуюся в росте поднятий и в образовании зон трещиноватости и разрывных дислокаций. Последние проявляются в рельефе в виде слабых зон, которые отражают структурные неоднородности и дислокации фундамента или их простирания. Некоторые слабые зоны фрагментарно наследуют разломы фундамента и подтверждаются газовой эманационной съемкой, результатами космической геодезии, проявлениями сейсмичности и др. Соответствие выраженных в рельефе структур глубинным дислокациям, вплоть до фундамента, может указывать на его существенную роль в формировании новейшего плана Русской равнины.

Литература

1. Костенко Н.П. Геоморфология. М.: МГУ,1999. 384 с.
2. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УРО РАН, 2003. 299 с.
3. Панина Л.В., Зайцев В.А. Новейшая тектоника восточной части Воронежской антеклизы // Геологическая среда, минерагенические и сейсмотектонические процессы. Воронеж: Научная книга, 2012. С. 256-260.

## ПЕРЕСТРОЙКА ДОЛИННОЙ СЕТИ ВОЛЖСКО-КАМСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ ЗА ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД

*Петрова Е.В.*
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия, helengeo@mail.ru

## REARRANGEMENT OF THE VOLGA-KAMA INTERFLUVE VALLEY NETWORK DURING QUARTENARY PERIOD

*Petrova E. V.*
Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia, helengeo@mail.ru

Погребенные неогеновые речные долины имеют на исследуемой территории широкое распространение. Заложение неогеновой речной сети на данной территории происходило в неогене на рубеже миоцен-плиоценового времени. Основными реками были Палео-Кама и Палео-Волга, причем более крупной рекой была Палео-Кама [1]. В это же время были заложены долины почти всех круп-

ных и средних рек, существующих в настоящее время (рис.1). Современные речные долины Волжско-Камского междуречья приурочены к неогеновой долинной сети. В плановом отношении современный речной врез (русло) расположен либо левее, либо правее неогенового палеорусла или совпадает с его положением. В четвертичное время преобладающим являлось правостороннее смещение, большинство палеодолин расположено левее современных долин, причем на реках имеющих меридиональное направление, это более выражено.

Наибольшее смещение русла за четвертичный период характерно для р. Волги, при этом на всем протяжении в пределах исследуемой территории наблюдается только правостороннее смещение. В районе с. Рыбная Слобода – г. Чистополь отклонение современного русла от палеорусла составляет около 100 км, в среднем величина смещения составляет 30 – 50 км. Величина смещения современных долин по отношению к палеодолинам оценивалась по величине смещения палеорусла и современного русла. Величины смещения крупных притоков р. Волги и р. Камы, как правило, не превышают 8,0 – 10,0 км, исключение составляет низовье р. Шешма, где зафиксировано максимальное значение – 35,0 км. Для р. Свияга в пределах территории Республики Татарстан максимальная величина смещения составляет 13,5 км, р. Вятки – 8,5 км, р. Ик – 8,0 км, р. Зая – 7,0 км. На менее крупных реках эти значения не превышают 3,0 – 5,0 км, например на р. Кичуй и р. Лесной Зай максимальная величина составляет 4,5 км. Для всех этих рек характерно правостороннее смещение. Причем в верховьях речных долин величины смещений имеют минимальное значение. При этом следует учитывать, что реальные верховья этих палеорек были уничтожены при последующем развитии рельефа, вследствие этого значения смещений могли быть ближе к нулевым значениям. Таким образом, величина смещения зависит от величины водотока, влияние силы Кориолиса тем выше, чем многоводней водоток [2].

Однако данная тенденция нарушается при усилении роли других факторов, прежде всего литолого-тектонического и гидрологического. Как указывалось выше, величина смещения долины Волги в пределах РТ в среднем около 50 км. Однако, в районе с. Верхний Услон, где Волга огибает Верхнеуслонскую брахиантиклиналь, ядро которой слагается стойкими к размыву известняками и доломитами пермского возраста, величина смещения не превышает 8 – 10 км.

Величина смещения вреза Камы за четвертичный период сопоставима со смещением Волги на Казанском участке. Притом, что Кама была и остается более многоводной рекой, чем Волга, максимальная величина смещения Камы не превышает 10 – 12 км, а на некоторых участках современное русло Камы проходит над палеоруслом. Темпы смещения Волги и Камы за четвертичный период (1,8 млн. лет) столь же различны. Волга смещалась в среднем на 0,02 – 0,06 м /год, темпы смещения Камы на порядок ниже – менее 0,006 м/год.

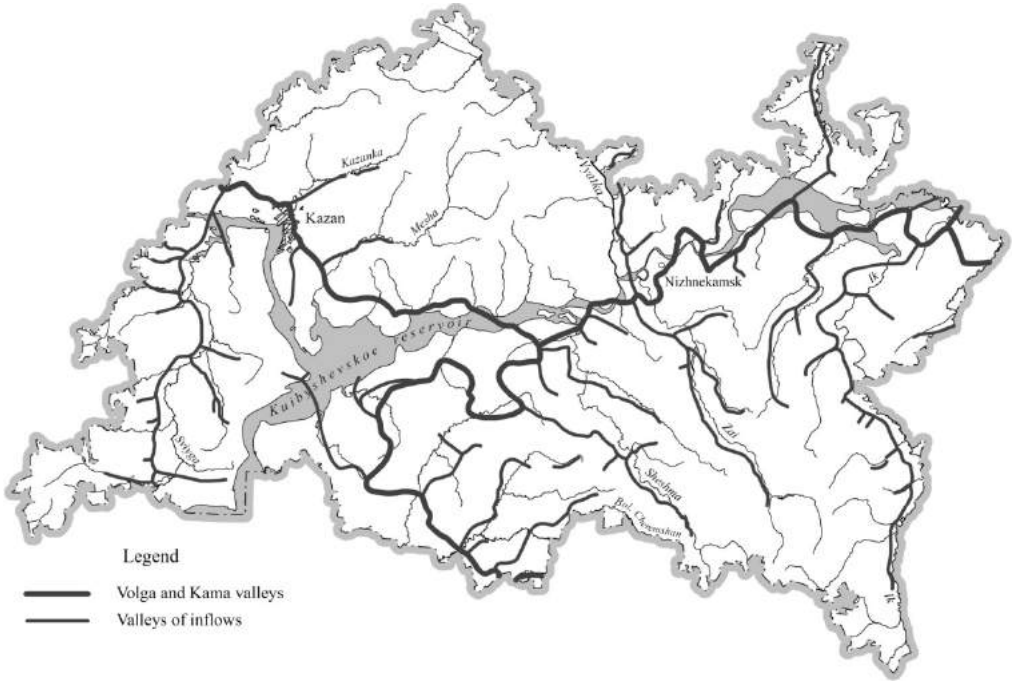



Рис.1. Реконструкция неогеновых долин Волго-Камского междуречья (Республика Татарстан)

Направленного смещения Кама не обнаруживает. Такая особенность р. Камы объясняется несколькими факторами. Кама в пределах РТ протекает в межкупольном понижении Северо- и Южно-Татарских сводов и во многом предопределяется положением Камско-Кинельской системы разломов. В гидрографическом плане современная Кама, как и Палео-Кама, образует значительные меандры, что приводит на некоторых участках к левостороннему смещению современного врезаДля некоторых левосторонних притоков Камы характерно как правостороннее, так и левостороннее смещение, например, р. Б. Черемшан отклоняется от палеовреза вправо на 10 км, влево на 12,5 км. Такие особенности смещения связаны с современными тектоническими движениями разной направленности. Немаловажное значение в столь значительных смещениях играет и литологический фактор. Почти все четвертичные долины закладывались в рыхлых неогеновых отложениях, что не могло не сыграть роль при их значительных боковых смещениях.

В ходе исследований установлено левостороннее смещение в устьевой части некоторых левых притоков Ика, Зая, Шешмы. Левостороннее смещение устьевых частей этих небольших притоков связано с гидродинамическим воздействием главной реки в результате чего возникает ложный эффект силы Кориолиса [3].

Роль литологического фактора в величине смещения можно оценить по дан-

ным смещения рек, пересекающих различные литологические комплексы. Наиболее интересными в этом плане являются долины Волги и Свияги. Развитие как неогеновой, так и современной долины Волги, в пределах части исследуемой территории происходило в известково-доломитовом и известково-гипсовом комплексе перми, ниже г. Тетюши она входит в полосу легко размываемых глинистых юрско-меловых отложений. Для всего этого участка характерно значительное смещение Волги до 70-90 км. Близкая картина наблюдается и на участке долины р. Свияга. В среднем течении река врезается в карбонатно-глинистый юрско-меловой комплекс, максимальное смещение современного русла относительно палеорусла на этом отрезке 13,5 км, в низовьях – в известково-доломитовый комплекс перми, где смещение не превышает 6,5 км.

Таким образом, преобладающим смещением современных долин относительно неогеновых на Волжско-Камском междуречье является правостороннее смещение, связанное с воздействием силы Кориолиса на водоток, величина этого смещения зависит, прежде всего, от величины водотока. Величины смещения на крупных реках в среднем составляют от 15 км до 50 км, средних до 15 км, на малых реках эти значения не превышают 3,0 – 5,0 км. С литолого-тектоническим фактором связано левостороннее смещение долин, а также варьирование величин смещения.

Литература

1. Петрова Е.В. Закономерности размещения неогеновых речных долин в пределах территории Республики Татарстан и их соотношение с современной речной сетью // Ученые Записки Казанского университета. Сер. Естественных наук. 2008. Т.150. Кн. 4. С. 43–50.

2. Дебец М.Г., Назаров А.И. Об ограниченном толковании закона Бэра // Геоморфология. 1996. № 4. С. 51 – 52.

3. Агафонов В.А. Бутаков Г.П., Серебренникова И.А. Типы речных долин Закамья Татарстана и формирование в них наилка // Причины и механизм пересыхания малых рек. Казань: Изд-во Казанского университета, 1996. С. 92 – 101.

# ПРОЯВЛЕНИЯ ФОРМ ТЕКТОНИЧЕСКОГО И СЕЙСМОГЕННОГО РЕЛЬЕФА В РАЙОНЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЫЗЫЛ-ТАШТЫГ (ТЫВА)

*Платонова С.Г.*
Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия,
sgplatonova@mail.ru

# SEISMOGENIC AND TECTONIC LANDFORMS IN THE AREA OF THE KYZYL-TASHTYG DEPOSIT (TUVA)

*Platonova S.G.*
Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia,
sgplatonova@mail.ru

Кызыл-Таштыгское колчеданно-полиметаллическое месторождение расположено в центральной части хребта Академика Обручева (Восточно-Тувинское нагорье) в 190 км к северо-востоку от Кызыла. В региональной плане эта территория относится к Алтае-Саянской сейсмической области Байкало-Монголо-Алтайского трансазиатского сейсмоактивного пояса. Высокая сейсмичность территории связана с глубинной геодинамикой в зоне Байкальского рифта и трансформацией Южно-Сибирского астеносферного диапира [1].

Современная сейсмическая обстановка изучаемого района определяется близостью к эпицентральным зонам Тувинских землетрясений 27.12.2011 г. и 26.02.2012 гг., соответственно, имевших магнитуду Ms=6,7 (интенсивность Io=8 баллов) и Ms=6,8 (интенсивность Io=9 баллов), а также глубину очага 10 км [2].

Сейсмогенерирующими (и/или потенциально сейсмогенерирующими) структурами в районе месторождения Кызыл-Таштыг являются глубинные разломы субширотного северо-западного простирания.

В пределах района исследования на участках активизации субширотных Кызыл-Таштыгского и Караодырского дизъюнктивов были выделены мощные зоны катаклаза, милонитизации, рассланцевания пород, зоны послойных нарушений и оперяющих дизъюнктивов, в которых представлены как продукты гидротермально-метасоматических процессов и рудоотложения, так и разрушения (буддинирования) рудных тел. Система глубинных разломов северо-западного простирания шириной 8-10 км характеризуется повышенной тектонической мобильностью (обилие разломов, локальных вулканических структур, повышенная трещиноватость и рассланцевание пород) [3].

Для участка полиметаллического месторождения Кызыл-Таштыг, как и для всего района характерен мелкоблоковый характер новейшей и современной тектонической структуры. Высокие скорости тектонических движений на этой территории проявлены в формах тектонического рельефа, отмечаемого на всех участках месторождения. На территории непосредственно примыкающей к месторождению были отмечены формы активного тектонического (в том числе

сейсмогенного) рельефа, описание которых приводится ниже по участкам без привязки к общей структурной позиции.

*Долина руч. Горный.* На участке самоизливающейся скважины (табл. 1) в долине руч. Горный проходит граница между новейшими тектоническими блоками, которая отчётливо выражена в рельефе в виде крупных, осложненных более мелкими, уступов вдоль и поперек долины. Например, образованный в результате гравитационного расседания восточного склона хр. Тумат-Тайга, крупный субмеридиональный уступ формирует поперечную ступень в долине ручья Горный. Нижняя граница ступени фиксируется круто падающим уступом. Верхняя – изменением крутого угла наклона склона (в нижней части) на более пологий (в верхней). Один из осложняющих мелких эскарпов высотой 0,8–1,0 м образует водопад в русле ручья.

Вдоль долины также отчётливо просматривается ступень, разбивающая правый склон руч. Горный в восток – северо-восточном направлении по Аз. 60–70°. Тыловой шов, ограничивающий эту ступень со стороны склона, перекрыт не заросшими растительностью коллювиальными развалами «свежего» облика, что может являться косвенным свидетельством возможности современных подвижек вдоль него. В т.н. GPS-327 вдоль небольшого уступа (высотой около 1 м) происходит дренаж грунтовых вод.

*Таблица 1*

*Координаты точек наблюдения в районе полиметаллического месторождения Кызыл-Таштыг*

| Точки наблюдения | Географические координаты | | | Географическая привязка |
|---|---|---|---|---|
| | Широта, N | Долгота, E | Высота, H (м) | |
| GPS-327 | 52°00'57,5" | 095°59'15,1" | 1742 | Руч. Горный, изливающаяся скважина. |
| GPS-329 | 52°00'06,6" | 096°01'00,1" | 1646 | Руч. Медвежий, место слияния двух ручьев и отбора пробы. |
| GPS-330 | 52°02'54,7" | 096°01'02,0" | 1383 | Руч. Безымянный, сейсморазрыв в морене. |
| GPS-332 | 52°03'26,3" | 096°02'41,0" | 1296 | Руч. Лесотечный. |
| GPS-338 | 52°03'22,0" | 095°58'58,5" | 1519 | Руч. Левый. Скальный выступ нижней тектонической ступени. |
| GPS-340 | 52°03'34,4" | 095°58'40,1" | 1584 | Вид на субширотный разрыв |
| GPS-341 | 52°03'09,4" | 095°57'24,0" | 1867 | Обед в пригольцовом приступке |

*В долине руч. Безымянный* в т.н. GPS-329 открывается вид на тектонически деформированный северный склон. Возможно, возраст этих деформаций синхронен последнему оледенению. Здесь нами отмечена система тектонических зияющих трещин по Аз. 270°, 230°.

*Сейсмодислокация на морене* (т.н. GPS-330).

Доказательством высокой сейсмической активности территории района месторождения в прошлом является выявленные сейсмодислокации в долине руч. Безымянный. Здесь в стенке дорожной выемки, прорезающей конечно-моренный вал (на его вершине) вскрыт сейсморазрыв. Он представлен взбросом с крутым (60° в верхней части) северным (Аз. 350°) падением. В нижней части взброс выполаживается, в верхней – разделяется на три ветви. Коллювиальный клин, образованный в ходе палеоземлетрясения, заполнен моренным валунником с суглинком. Определить возраст разрыва не удалось, но судя по его морфологической выраженности, он образован сейсмическим событием более ранним, чем землетрясения 2011–12 гг. (и естественно, после образования стадиальной конечной морены). Положение в центральной части вала практически исключает возможность его образования при гравитационном расседании морены.

В структурном отношении место проявления взбросовой деформации приурочено к структурному узлу, образованному разломами субширотного и северо-западного простирания.

*Долина руч. Левый.* Левый склон долины руч. Левый разбит на три тектонические ступени (GPS-341). Уступ нижней ступени проявлен в виде крутой стенки на левом берегу руч. Левый в т.н. GPS-338.

Поверхность разрыва ступеней ориентирована вдоль склона на северо-запад по Аз. прост. 330°. Такая ориентация совпадает с направлением основного тектонического разрыва, образованного при Тувинских 2011–2012 гг. землетрясениях. Примерно к такому же иерархическому уровню относится тектонический уступ субширотного простирания (Аз. прост. 110°), отмеченный на правобережье руч. Левый в приводораздельной части. Морфологически это типичная крутая стенка – эскарп (GPS-340).

Наиболее хорошо особенности современной тектонической структуры проявлены на водораздельной гольцовой зоне. Здесь чётко обозначены все структурные особенности этой части Тывы.

Современное развитие территории характеризуется четкой мелкоблоковой дифференциацией территории. Отдельные блоки имеют относительно изометричный облик и выступают как массивы, склоны которых разбиты тектоническими ступенями, разделенными эскарпами. Верхняя, наиболее приподнятая часть в виде куполовидных возвышенностей отделяется от нижней вдоль системы субширотных и северо-западных разломов, деформирующих остатки древней выровненной поверхности. В гольцовой зоне эскарпы этих ступеней, имеющие высоту от одного до нескольких метров, подрабатываются процессами нивации.

*Основные выводы*

Предварительный анализ форм рельефа указывает на высокий сейсмический потенциал территории, оценённый на основе сейсмогеологических данных и современной сейсмической активности территории.

Характерной особенностью является отсутствие крупных гравитационых и сейсмогравитационых образований (обвалов и оползней) в условиях резко расчленённого рельефа с крутыми склонами. Хотя относительно мелкие формы присутствуют и детально описаны С.Г. Прудниковым (2012). Это, по нашему мнению, объясняется большими периодами покоя между этапами повышенной сейсмичности. Те коллювиальные массы, которые образовались в результате сильных палеоземлетрясений, были, по-видимому, вынесены ледником.

С другой стороны, скорости воздымания тектонических блоков выше, чем скорости разрушения пород в условиях преобладающего физического (морозного) выветривания, и новый материал не успевает подготовиться к транспортировке при сильных сейсмических ударах.

Учитывая, что сейсмическая опасность проявляется, как прямо, через деформации природных и разрушение хозяйственных объектов, так и опосредованно, через усиление таких процессов и явлений, как оползни, осыпи и др. необходимо учесть современную геодинамическую обстановку для организации мониторинга опасных геологических процессов на территории месторождения.

Литература

1. Аржанникова А.В., Аржанников С.Г. Сейсмотектоника Алтае-Саянской горной области // Тувинские землетрясения 2011-2012 гг.: Материалы научного Совещания по Базовому проекту ТувИКОПР СО РАН VIII.78.1.4 «Напряжённое состояние сейсмоопасных зон Тувы: оценка сейсмической безопасности на основе сейсмологических исследований и данных сети сейсмических станций». Кызыл, 2014. С. 4-9.

2. Овсюченко А.Н., Рогожин Е.А., Мараханов А.В., Кужугет К.С., Бутанаев Ю.В., Ларьков А.С., Новиков С.С. Результаты полевых сейсмогеологических исследований Тувинских землетрясений 2011-2012 г. // Тувинские землетрясения 2011-2012 гг.: Материалы научного Совещания по Базовому проекту ТувИКОПР СО РАН VIII.78.1.4 «Напряжённое состояние сейсмоопасных зон Тувы: оценка сейсмической безопасности на основе сейсмологических исследований и данных сети сейсмических станций» Кызыл, 2014. С. 57-78.

3. Лебедев В.И., Прудников С.Г., Кальная О.И. и др. Тектоника и сейсмоактивность // Геоэкологическое состояние природной среды в районе Кызыл-Таштыгского колчеданно-полиметаллического месторождения (Тува). Кызыл. 2012. 178 с.

# ФРАКТАЛЬНАЯ ДЕЛИМОСТЬ РЕЛЬЕФА РАЙОНОВ РАЗВИТИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА И БЛОКОВАЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ

*Сергеев И.С.*
Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия, igorsergeev.spb@gmail.com

# THE FRACTAL DIVISIBILITY OF RELIEF IN THE KIMBERLITE MAGMATISM AREAS AND THE BLOCK STRUCTURE OF THE EARTH CRUST

*Sergeev I.S.*
Saint Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg, Russia, igorsergeev.spb@gmail.com

**Введение.** Целью данного исследования явилась проверка разрабатываемой автором концепции фрактальной связи дискретного строения рельефа земной поверхности с глубинной слоисто-блоковой структурой земной коры. Для изучения было выбрано Беломоро-Кулойского плато. Оно расположено на северо-востоке беломорского региона. Его основанием является тектонический мега-блок принадлежащий Восточно-Европейской платформе. В палеозое данная структура претерпела тектоно-магматическую активизацию и была инъецирована интрузивно-дайковым комплексом рудоносных кимберлитовых пород [1, 2]. Дайки прорывают раннепалеозойские платформенные отложения, венчающие их трубки взрыва, перекрываются осадочными породами позднего карбона. Четвертичный чехол незначителен и представлен морскими и ледниковыми комплексами малой мощности. С самых общих геоморфологических позиций территория представляет собой структурно-денудационную слабохолмистую равнину с выраженной водно-эрозионной сетью и V-образными речными долинами, осложненными четвертичными террасовыми комплексами, свидетельствующими о неотектоническом, в основном, восходящем развитии.

**Теория и методы.** Для выбранного района на основе водораздельной сегментации [3, 4] были выделены морфоблоковые границы, рис. 1. В качестве исходной информации о рельефе была использована цифровая модель (ASTER GDEM) [5] с разрешением около 15м. В процессе подготовки рабочего растра было принято рабочее разрешение модели 75м, что позволило создавать схемы в картографическом масштабе не хуже 1:75 000. Пример выявления иерархии сегментов рельефа показан на профиле А-В (рис.1) секущего водораздел рек Золотица и Кепина [6]. На рисунке показана непрерывная линия дневной поверхности и соответствующие дискретные морфоблоки разного ранга (под профилем) соответствующие положительным формам рельефа разного уровня. На профиле видно, что выделяемые границы морфоблоков образованы точками

поверхности отрицательной кривизны. На пространственной цифровой модели они соответствуют килевым линиям, а положительные формы рельефа морфоблоки являются дискретными площадными элементами поверхности. С применением комплекса геообработки программы ArcGIS 10.1 [7] определена иерархическая структура рельефа по локальному превышению в пространстве географических координат, что и отображено на рис.1. Таким образом, создана трехуровневая морфоблоковая модель Беломоро-Кулойского плато – Н1, Н11 и Н111. Морфоблоки каждого последующего уровня состоят из нескольких объектов предыдущего. Локальные превышения морфоблоков входящих в объект более высокого уровня «плавно растут» от края к центру объекта. Границы всех уровней точно (в пределах исходной точности цифровой модели) совпадают с плановым рисунком гидросети района. Это наводит на мысль о фрактальной структуре [8] полученной мозаики морфоблоков. Тогда возможно найти фрактальную размерность каждого морфоблока исходя из выражения [9]:

$P^{1/d} = k_1 S^{1/2} = k_2 V^{1/3}$, (1)

где P, S и V – периметр, площадь и объем объекта соответственно, *d* – фрактальная размерность, $k_1$, $k_2$ – коэффициенты связи. Как видно, из формулы площадной объект описываемой фрактальной границей связан с конечным объемом. Т.е. предполагаемый блок имеет глубину, геометрически связанную с площадью морфоблока и длиной межблоковой контактной зоны [10], или периметром.

Коэффициент $k_1$ определен на основе корреляционного графика между периметром и площадью морфоблоков для каждого плана делимости поверхности Беломоро-Кулойского плато:

$k_1 = k^{1/d}$ (2),

где k – числовой множитель в корреляционном уравнении (рис.2).

Сложность использования формулы (1) заключается в определении $k_2$.

Автором было предложено значение коэффициента $k_2$ равное $k^{2/d}$. Данное значение является экстраполяционным. Для практического выявления признаков кимберлитового магматизма на поверхности не так важно получить абсолютные глубины вертикальной блоковой ярусности, как их относительные значения. Значение коэффициента пропорциональности *k* показано на аппроксимационных кривых, рис.2. При использовании этих данных рассчитаны глубины заложения блоков (тектонических нарушений) трех уровней по значениям фрактальной размерности морфоблоков для изучаемого района, два из них показаны на рис.3.

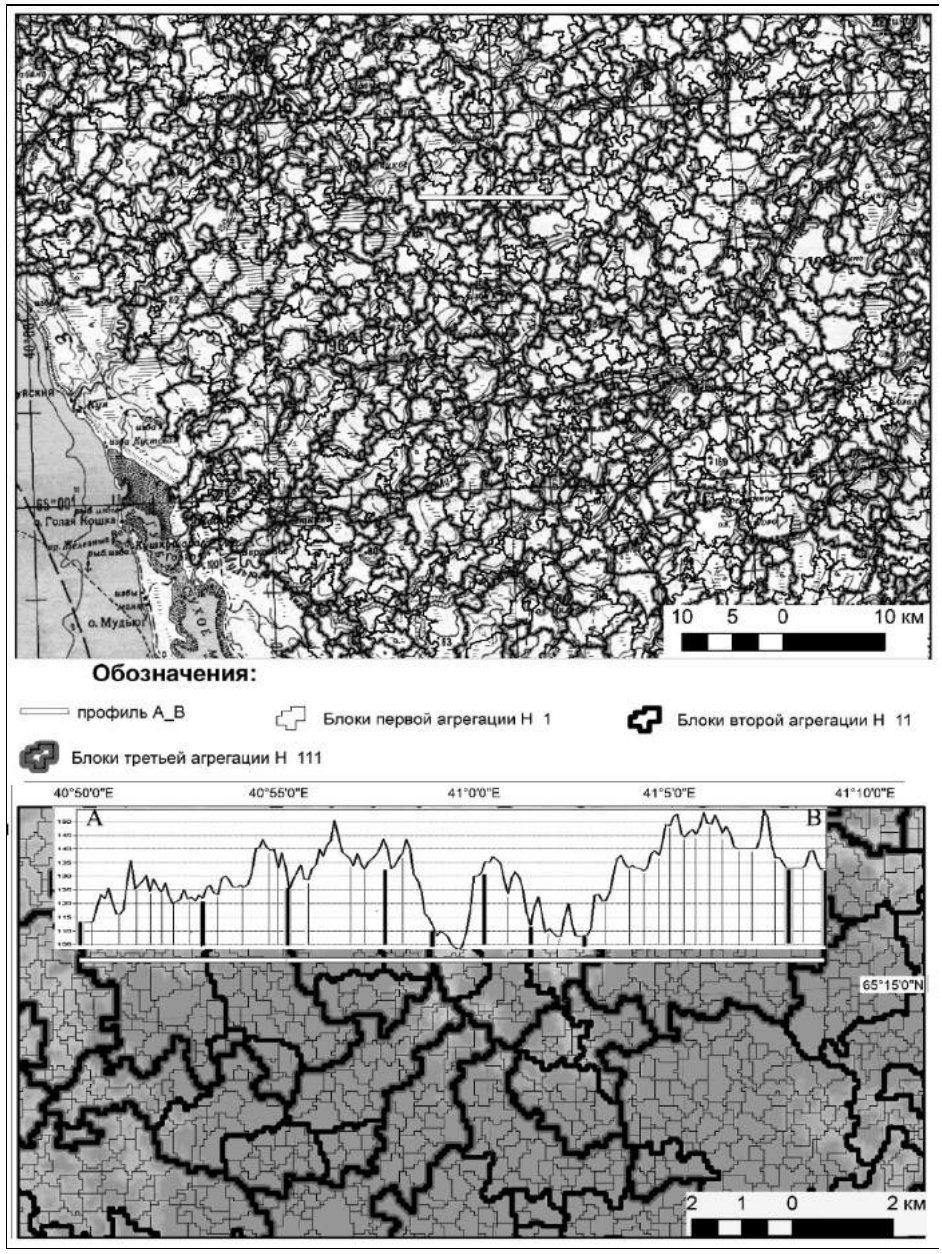



Рис. 1. Морфоблоковое деление Беломоро-Кулойского плато и приуроченность границ к килевым линиям рельефа, показанного на примере профиля дневной поверхности А-В (в нижней части рисунка увеличено)

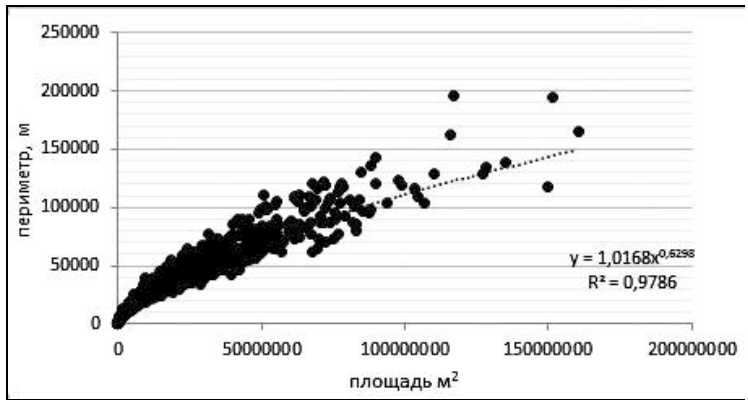



Рис. 2. Аппроксимация периметра площадью морфоблоков третьей агрегации, R - коэффициент достоверности (коэффициент связи *k* равен 1,0168)

Рис. 3. Два расчетных уровня блоковой делимости земной коры H11 и H111 для изучаемого района (вид в аксонометрической проекции, стрелками показана средняя мощность тектонических блоков).

**Результаты и обсуждение.** Полученные результаты вычислений показали, что известные участки проявления кимберлитового магматизма – кимберлитовые поля, приурочены, во-первых, к местам сближения по вертикали двух смежных слоев заложения тектонической трещиноватости третьего и второго уровней. В связи с этим, рассмотрена следующая схема проявления магматических тел: на расчетной глубине 5-10 км имеются четко проявленные в блоковом строении 3-го уровня, воздымания амплитудой до 2-3 км в основном неправильной формы в плане с поперечником несколько километров. Магматические каналы (индикаторами которых являются кимберлитовые трубки) прямо над ними не образуются, по нашему мнению, это связано с давлением магматического канала. Блок горных пород штамповым образом «смещается» без относительного нарушения, тогда как разрушению подвергаются краевые части блока и прилегающие системы блоков. Это также подтверждается такой относитель-

ной характеристикой блоковых агрегатов как проницаемость, равная отношению периметра к расчетной мощности тела блока. С краевыми трещиноватыми блоками высокой проницаемости связано проявление кимберлитовых диатрем в поверхностном слое. Существующее среднее расстояние в плане 3-5км между кимберлитовыми трубками и блоками пониженной мощности позволяет предположить наличие связи между этими объектами. Возможное объяснение этой связи показано на рис.4.

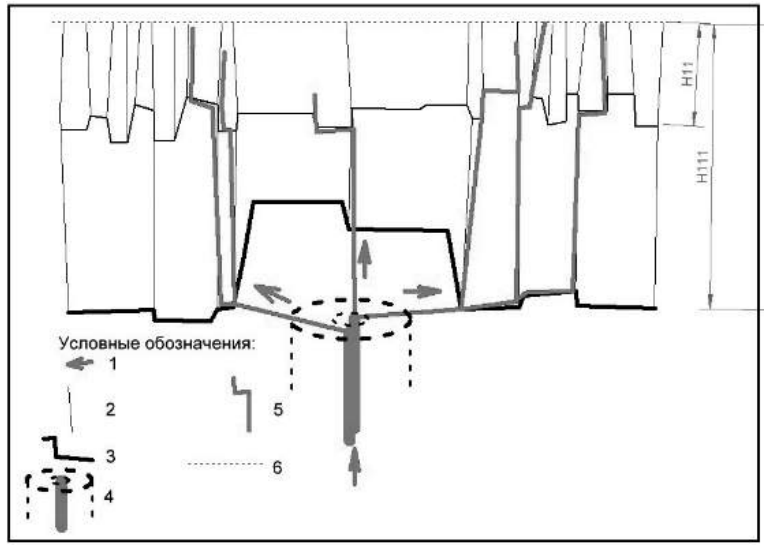



Рис. 4. Схема блоковых структур в зоне развития кимберлитового магматизма в земной коре на глубинах 2-4км по данным фрактального анализа. Цифрами обозначены: 1-направление движения магмы; 2-субвертикальные ослабленные зоны – границы блоков; 3-основания блоков, соответствующие глубинам заложения блоков 2-го и 3-го уровней; 4-магматическая колонна и зона ее воздействия; 5- магматические каналы; 6-дневная поверхность.

По частотным гистограммам определено, что среднее ожидаемое расстояние по горизонтали от блоков пониженной мощности до существующих кимберлитовых тел находится в пределах 4,0км, а подобный параметр от зон сближения подошв блоков второго и третьего уровня составляет 3,6км. Сделанные предположения на основе морфометрического фрактального анализа о глубинном строении кимберлитовых полей данного района подтверждаются другими наблюдениями с привлечением радиолокационных данных [11], грави-, магнитометрических съемок и др. [12].

Выявленные особенности пространственного расположения магматических тел взрывного типа и определенных блоков, выделяемых по фрактальным свойствам, предполагают возможность использования данного индикационного, по сути, морфометрического метода для целей поиска кимберлитовых тел. Как

справедливо отмечается многими исследователями недостаточность для поиска магматических тел только одного признака. Для успешного прогнозирования требуется несколько самостоятельных методов верифицирующих друг друга. Представленный выше метод может быть использован в любом комплексном подходе по прогнозированию и по поиску кимберлитовых тел.

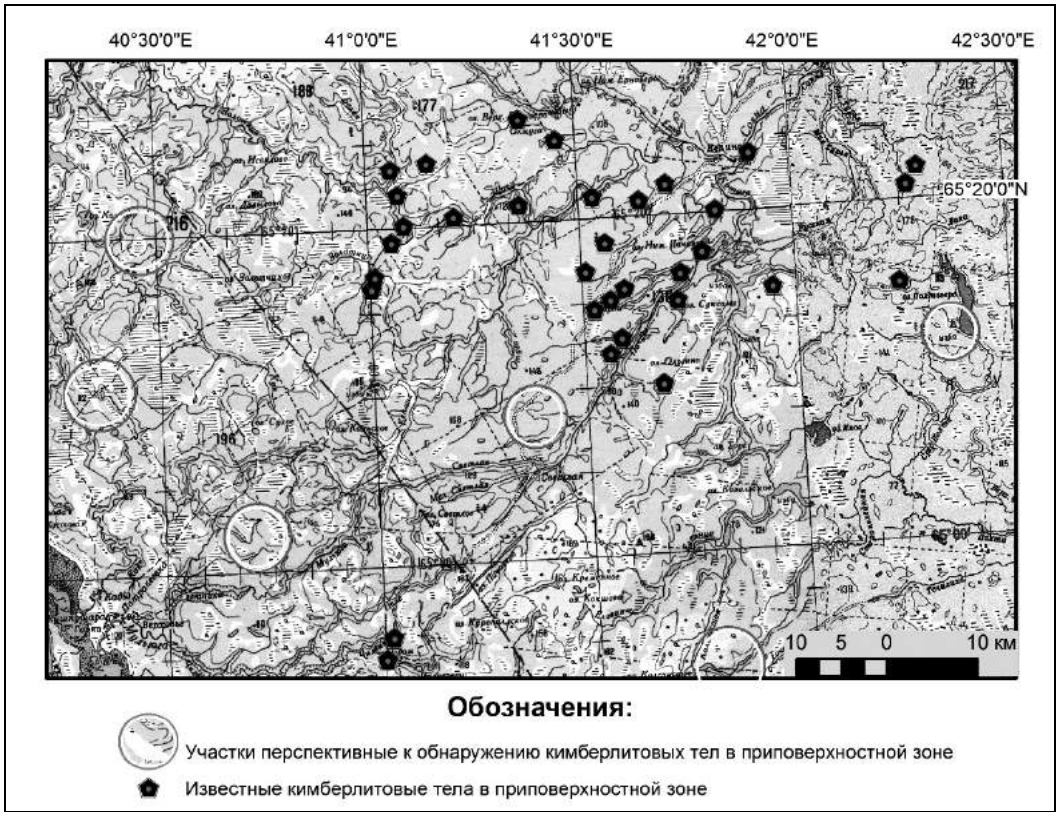



Рис. 5. Карта-схема предполагаемых участков расположения магматических тел вблизи земной поверхности на глубинах до 1,6км.

На рис.5 представлена схема участков вероятного положения магматических объектов в приповерхностной зоне земной коры. Индикационные признаки выделены на основе вышеприведенного анализа фрактальной структуры морфоблокового строения Беломоро-Кулойского плато с учетом геологических особенностей строения территории по данным имеющихся геологических материалов [13]. Во внимание принимались: стратиграфические горизонты, выходящие к поверхности (C, D, P), глубина осадочных фанерозойских толщ до кровли кристаллического фундамента (<1,6км); наличие тектонических зон дробления оконтуривающих блоки третьего уровня низкой трещиноватости и

мощностью до 1,6км; наличие «сближения» по вертикали подошв блоков третьего и второго уровней.

**Заключение.** Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о связи между структурой поверхности и структурой земной коры, которая проявляется в геометрической фрактальной размерности морфоблоков. Подтверждает это приуроченность магматических очагов к местам сближения рассчитанных на основе фрактальной размерности глубинных слоев. При этом локальный выход кимберлитовых тел в приповерхностной области соответствует граничной межблоковой зоне с повышенной трещиноватостью. Также, наблюденные корреляции, говорят об универсальности разрабатываемой концепции жесткой связи фрактальной структуры поверхности и строением земной коры (литосферы), т.к. она результативно применена к двум разномасштабным участкам: региональной поверхности Беломорского региона [14], для изучения тектонического строения земной коры, и его части – Беломоро-Кулойскому плато.

Литература

1. Zagainiy A.K., Ustinov V.N., Zhuravlev V.A. Structural-tectonic distribution factors of kimberlite and lamproite magmatism occurrence of north-west of East-European platform // GEOLOGY OF DIAMONDS – THE PRESENT AND THE FUTURE (geologists to the 50-th anniversary of Mirny and diamond mining industry of Russia), Mirny, ALROSA Co. Ltd., 2005. P. 79-86.

2. Егоров И.В. Морфоструктурные исследования площадей развития кимберлитового магматизма // Диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук. СПБГУ. СПб. 2004. 134с.

3. Minar, J., Evans, I.S. Elementary forms for land surface segmentation: the theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping. Geomorphology, 2008г. С.236–259.

4. Etzelmuller, B., 2009. Structuring the digital elevation model into landform elements through watershed segmentation of curvature. //Proceedings of Geomorphometry 2009. University of Zurich, Zurich, Switzerland, 31 August 2009, pp. 55–60.

5. Сайт Геологической службы США: http://earthexplorer.usgs.gov/. Дата обращения: 10.12.2015.

6. Топографические карты масштаба 1:500000. Листы Q-37-III(IV). Роскартография. 1989г.

7. Сайт Института исследований окружающей среды (ESRI) [электронный ресурс]: http://resources.arcgis.com/ru/help/. (дата обращения 24.03.2015).

8. Сидорчук А.Ю. Фрактальная геометрия речных сетей. //Геоморфология. Вып.1. М., 2014. С.3-14

9. Мандельброт Б. Фрактальная геометрия природы. /Пер. с англ. Логунова А.Р./ М., 2002. 664с.

10. Саньков В.А. Глубины проникновения разломов. Новосибирск. 1989. 135с.

11. Лопатин Д. В. Поиски трубок взрыва на территории Восточно-Европейской платформы с использованием аэрокосмической информации // Исследование Земли из космоса. №1. 2001. с. 62-72.

12. Прусакова Н.А. Геолого-геофизическая прогнозно-поисковая модель зимнебережного кимберлитового поля // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М. 2004. 28с.

13. Астафьев Б. Ю., Богданов Ю. Б., Воинова О. А., Воинов А. С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Серия Балтийская. Лист Q-37 – Архангельск. СПб.: 2012 . 302 с.

14. Сергеев И.С. Егоров И.В. Структурная геоморфология беломорского региона на основе фрактальной геометрии в среде ГИС"// Известия Русского Географического Общества. СПб. 2015. т.147. вып. 4. С. 24-38.

## ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОЙ ПОДВИЖНОСТИ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ ЮГА ПРИВОЛЖСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

*Солодовников Д.А.*
Волгоградский государственный университет, Волгоград, Россия,
densolodovnikov@gmail.com

## AN ASSESSMENT OF THE MOBILITY OF ACTIVE TECTONIC FAULTS OF THE SOUTHERN VOLGA UPLAND

*Solodovnikov D.A.*
Volgograd State University, Volgograd, Russia, densolodovnikov@gmail.com

При изучении современных тектонических движений на берегах водохранилищ исследователь сталкивается с рядом обстоятельств, благоприятствующих объективной оценке этих движений, и, напротив, осложняющих эту оценку. При создании нового водохранилища очень быстро вырабатывается абразионная отмель, являющаяся небольшой по площади, но хорошо выдержанной на значительном протяжении поверхностью выравнивания. На побережье основной акватории водохранилища эта поверхность постоянно подвергается волновой переработке, и зафиксировать её тектонические деформации невозможно. Но в заливах водохранилища активное формирование берегов быстро завершается и тектонические деформации береговой отмели доступны наблюдению. К преимуществам можно отнести и то обстоятельство, что дата создания водохранилища (то есть, момент начала формирования новой поверхности выравнивания) и гидрологические условия формирования отмели хорошо известны. Осложняет выявление тектонических движений небольшой срок существования новых водоемов. Крупные водохранилища стали сооружаться менее 100 лет назад, в большинстве случаев с момента начала их заполнения до настоящего времени прошло не более 50-60 лет. Известно, что для платформенных областей скорости вертикальных движений земной коры не превышают 8-10 мм в год.

Таким образом, за весь период существования водохранилища деформации береговой отмели не превысят 1 м, что зачастую недостаточно для четкой геоморфологической выраженности и диагностирования на космоснимках даже высокого разрешения. Последнее обстоятельство определяет необходимость применения комплексного подхода при изучении данной проблемы. Изучение современных тектонических движений на берегах водохранилищ возможно лишь на участках с максимальной подвижностью, при этом хорошо защищенных от разрушения абразионными процессами. Этим критериям хорошо соответствуют участки разрывных нарушений осадочного чехла.

Автором был разработан и апробирован метод анализа интенсивности экзогенных процессов на протяжении периода существования водохранилища (на примере Волгоградского водохранилища - с 1958 г.). В качестве модельного процесса была выбрана водная эрозия, поскольку связь современной тектоники и эрозионных процессов общепризнанна и хорошо изучена. Признаки эрозионной сети, служащие индикатором активных тектонических движений детально разработаны литературе и служат важнейшим компонентом морфометрического анализа рельефа [1].

Для оценки современных темпов денудации в бассейнах балок, которая является важным показателем тектонической активности, мы использовали данные о заполнении заливов водохранилища наносами. Заливы, являясь приемными акваториями для эрозионных систем побережий водохранилища, позволяют довольно точно оценить объем стока наносов этих систем за период существования водохранилища. Большая часть твердого стока оврагов и балок аккумулируется на дне заливов. Для оценки объема стока наносов необходимо сравнить исходный рельеф, существовавший до наполнения водохранилища, и современный.

При пересчете объемов наносов в массу мы принимали плотность наносов равной 2,65 г/см$^3$ (2650 кг/м$^3$), поскольку изменение плотности наносов в регионе меняется незначительно в пределах интервала 2,60÷2,69. При расчете нормы поверхностного стока наносов мы исходили из величины модуля стока в интервале 18-20 т/км$^2$, соответствующей Карте распределения стока наносов по территории страны (для участка восточного склона южной части Приволжской возвышенности).

Для сравнения высотного положения земной поверхности в формах рельефа за ряд лет необходимо обладать достаточной информацией. Поскольку современные методы наблюдений были недостаточно развиты 60 лет назад, то основной проблемой, связанной с обеспеченностью информации, является проблема наличия ретроспективных данных. При проведении расчетов, связанных с изменением положения земной поверхности, в ГИС необходимо построение трехмерных моделей одной и той же местности по состоянию на разные моменты (или периоды) времени. Об изменении положения поверхности можно судить по разности объемов фигур, получаемых при трехмерном моделировании.

Ретроспективные данные могут быть сняты с топографических карт соответствующих годов издания. Менее точную и значимую информацию о ретроспективных данных можно получить из специальной литературы, отражающей результаты исследований интересующей территории. Такая информация может наноситься на векторные слои (точечные или линейные) в виде дополнительных объектов с присвоением им значений высот.

Источников информации для построения трехмерной модели современного состояния местности может быть несколько:

1. Данные дистанционного зондирования Земли. Источником такой информации могут служить космоснимки высокого разрешения, предназначенные для описания рельефа поверхности Земли, или наземные наблюдения с помощью приборов спутниковой навигации.

2. Картографические данные. Работа с ними осуществляется так, как описано выше.

3. Данные геодезической съемки. Так, наиболее приемлемым видом геодезической съемки для построения трехмерной модели рельефа сравнительно небольшого компактного оврага является тахеометрическая съемка.

4. Батиметрическая съемка подводного рельефа с помощью эхолота.

Данные из приведенных источников могут комбинироваться или использоваться отдельно друг от друга. Не всегда есть возможность комбинировать данные, поскольку их точность для различных источников может существенно различаться.

При наблюдении за сравнительно несущественными изменениями земной поверхности нужно пользоваться по возможности более точными данными. Поскольку высокоточные данные зондирования Земли достаточно дороги, то их использование ограничено, в связи с этим наиболее приемлемыми способами получения данных о рельефе и даже микрорельефе земной поверхности являются геодезическая съемка и эхолотирование.

Две (или более) модели рельефа – ретроспективную и современную – сравнивают между собой путем вычитания значений объемов, заключенных в пределах «емкостей» или «пространственных фигур», описываемых TIN.

Для получения морфометрических характеристик исходного рельефа нами использовалась топографическая карта 1958 года масштаба 1:25000 (Сталинградская гидроэлектростанция на реке Волге. Альбом планов судового хода на участке от плотины до Балаково. Рабочие чертежи. Л.: Ленгипроречтранс, 1958). Карта оцифрована и обработана программными средствами ArcGIS 10.3. Данные о современном рельефе получены путем батиметрической съемки акваторий заливов и прибрежной полосы водохранилища. Съемки заливов и береговой отмели проводились коллективом сотрудников Волгоградского государственного университета в течении летних сезонов 2009-2010 гг. и охватили около 85% периметра основной акватории водохранилища, все открытые заливы и большую часть заливов, отчлененных от основной акватории аккумулятивными пересыпями.

В результате проведенной работы удалось выявить 2 участка побережья, на которых интенсивность эрозионного размыва существенно превышает средние показатели. Они оказались связаны с известными системами разрывных тектонических нарушений. Первый участок располагается в районе станицы Суводской (Дубовский район Волгоградской области) и связан, по нашему мнению, со сложной системой разрывных нарушений Александровского грабена. Для бассейна балки Суводской модуль твердого стока составил около 53 тонн на км$^2$, что превышает нормативный показатель почти в 3 раза. Второй участок повышенной интенсивности денудационных процессов– бассейна речки Щербаковка (Камышинский район Волгоградской области). Это также может быть связано с существованием заметной дислокации – Щербаковского сброса. На остальных участках побережья модуль твердого стока находится, в целом, в пределах средних значений. Следует заметить, что указанные системы нарушений детально исследовались в период изысканий под строительство Сталинградской ГЭС в 1950-х гг. и была констатирована их пассивность [2]. Приведенные факты могут указывать на наличие современных движений по линиям сбросов указанных дизъюнктивных дислокаций. Детальное изучение этих структур поможет глубже понять как региональные аспекты тектонических процессов, так и место и роль Нижнего Поволжья в тектонических движениях глобального масштаба [3].

Литература

1. Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Издательство Саратовского университета, 1960, 94 с.

2. Мещеряков Ю.А., Обедиентова Г.В., Шукевич М.М. Некоторые геоморфологические особенности районов дизъюнктивных дислокаций Нижнего Поволжья // Труды Института географии АН СССР. Т. 58. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. Вып. 10. М., 1953, С. 49-69.

3. Копп М.Л. Мобилистическая тектоника платформ Юго-Восточной Европы. М., 2004, 340 с.

# ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЕФА ГОРНОЙ СИСТЕМЫ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ (В ГРАНИЦАХ АСКИЗСКОГО РАЙОНА РЕСПУБЛИКИ ХАКАСИЯ)

*Хромых В.С.*
Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия, valery_khromykh@mail.ru

# THE CHARACTERISTIC OF A RELIEF OF THE MOUNTAIN SYSTEM OF KUZNETSK ALATAU (IN BORDERS OF ASKIZSKY DISTRICT OF THE REPUBLIC OF KHAKASSIA)

*Khromykh V.S.*
National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia, valery_khromykh@mail.ru

Горная система Кузнецкого Алатау располагается на западе Республики Хакасия. Юго-восточная часть её находится в Аскизском районе. Южной границей горной системы служит долина р. Томь, восточной - долина р. Теренсуг, правого притока р. Томь. Собственно хребет Кузнецкий Алатау является водораздельным между бассейнами речных систем Томи и Чулыма. Он вытянут в районе с запада на восток на 18 км и разделяет бассейны р. Харатас (система Чулыма) и р. Большой Казыр (система Томи). Поднятый и сильно омоложенный в эпоху альпийской складчатости, этот хребет является самым высоким на территории горной области. Его средняя высота 1700-1800 м, наиболее высокие отметки превышают 2000 м. Высшая точка 2063,8 м (г. Верхний Зуб) расположена на границе с Кемеровской областью. Отсюда хребет простирается на юго-восток на 6 км до р. Большой Хунул-Хузух. Остроконечный скалистый гребень этой части хребта почти нигде не прерывается понижениями, сильно изрезан древними карами и несёт на себе следы современных нивально-гляциальных процессов. Юго-западный склон хребта очень крутой, имеет слабовыпуклую форму, слабо изрезан эрозией, глубина вреза достигает 850 м. От р. Большой Хунул-Хузух хребет меняет своё направление на восточное и протягивается на 12 км до г. Хызыр-Тырен (1855,8 м). Эта часть хребта лишь на западе характеризуется скалистым гребнем и большими абсолютными высотами (высшая точка - пик Аркадия Гайдара - 1888,6 м). К востоку его вершины снижаются, становятся плоскими и округлыми, гребень прерывается плоскими седловинами (перевалами), которые ниже вершин на 150-200 м. Древних каров здесь значительно меньше, некоторые из них, так же, как и на западе, заняты озёрами (самое крупное - оз. Хызыр-Тырен - достигает 1 км в диаметре). Многочисленны курумы, каменные россыпи, продукты морозного выветривания и деятельности ветра. Южный склон имеет несколько отрогов с высотами выше 1500 м, слабо-

вогнутую форму и довольно сильно расчленён эрозией. Относительная глубина вреза достигает 650 м.

От основного водораздельного хребта Кузнецкий Алатау отходит несколько отрогов - боковых хребтов. Опишем основные из них.

Хребет Тигиртиш (Тигертыш) простирается вдоль границы с Кемеровской областью на запад от высшей точки 2063,8 м до долины Томи на 27 км и разделяет бассейны рек Бельсу и Амзас с запада и Большой Казыр с востока. Высшая точка его - г. Большой Зуб (2045,4 м), средние высоты 1500-1700 м. Так же, как и предыдущий, хребет Тигиртиш можно разделить на две части. Широтная часть хребта (12 км) примыкает непосредственно к Кузнецкому Алатау и по морфологии от него почти не отличается. Высокий непрерывный гребень несёт на себе альпийские формы рельефа. Средняя высота его 1900-2000 м, наиболее высокие пики превышают 2000 м (г. Большой Зуб). Вершинная часть хребта сплошь изрезана карами и цирками древнего оледенения, которые отделены друг от друга лишь крутыми стенками-отрогами. В некоторых карах имеются и современные снежники и фирновые леднички. И лишь в центральной части, к западу от г. Малый Зуб (1982,6 м), каров на южном склоне становится меньше. Многочисленны курумы, каменные россыпи и другие продукты физического выветривания. Южный склон имеет слабовогнутую форму, незначительно расчленён эрозией и несёт на себе многочисленные скалистые выступы высотой 12-15 м. От г. Большой Зуб хребет поворачивает на юг-юго-запад к долине Томи. На севере эта часть хребта имеет значительные высоты (1600-1800 м) и несёт следы древнего оледенения в виде большого количества каров. Склоны слабовогнутые, с многочисленными скалистыми выступами и останцами, почти не расчленены эрозионными процессами. Южнее, на междуречье рек Амзас и Большой Казыр, хребет уже не имеет ясно выраженного гребня и представляет собой чередование плоских или слабовыпуклых крутосклонных вершин высотой 900-1000 м и широких седловин, лежащих на 150-250 м ниже. Восточный склон здесь значительно расчленён эрозией и имеет вогнутую форму. Нижняя часть склона покрыта делювиальным плащом.

Междуказырский хребет протянулся от водораздельного хребта на юго-запад на 15 км между бассейнами рек Малый Казыр и Большой Казыр. Его средняя высота 1100-1200 м, наивысшая точка достигает 1503,5 м. Плоские или слабовыпуклые вершины (древние поверхности выравнивания) приподняты на 100-150 м над обширными седловинами. В наиболее высокой срединной части хребет имеет скалистый гребень с каменными россыпями. Северо-западный склон довольно крутой и длинный, имеет полого-вогнутую форму, достаточно сильно расчленён эрозионными процессами. Относительная глубина вреза 600-700 м. Скалистые выступы высотой до 10 м характерны для привершинной части юго-восточного склона. Склон этот очень крутой, в два раза короче северо-западного, почти не расчленён эрозией, имеет полого-выпуклую форму. Относительное превышение над долиной Большого Казыра составляет 600-700 м.

Терень-Казырский хребет тянется в общем направлении на юго-запад от г. Хызыр-Тырен на 40 км между бассейнами рек Большой Казыр и Кунзас на западе и Теренсуг на востоке. Северная часть хребта протяжённостью 15 км представляет собой цепочку округлых слабовыпуклых вершин высотой 1600-1700 м, расположенных на расстоянии 2-3 км друг от друга и разделённых плоскими седловинами, абсолютная высота которых не превышает 1400-1500 м, местами снижаясь ещё ниже (1152 м в верховьях р. Большой Каинзас). Высшая точка - г. Одинокая (1932,5 м) расположена на западе этой части хребта. Вершины и привершинные части склонов изобилуют каменными россыпями и скальными выступами. На крайнем северо-востоке и в районе г. Одинокой встречаются древние кары, заполненные каменистыми отложениями морен, местами с озёрами. Северо-западный склон довольно крутой, имеет полого-вогнутую форму, расчленён ручьями и логами, выходящими к р. Большой Казыр. Глубина вреза достигает 650-750 м. От г. Одинокой Терень-Казырский хребет поворачивает на юг и тянется на протяжении 25 км до долины р. Томи. Здесь хребет имеет относительно узкий гребень (шириной не более 500 м) с полого-выпуклыми каменистыми вершинами высотой 1500-1700 м и узкими седловинами между ними, которые ниже на 150-200 м. На юг высоты постепенно снижаются и близ долины Томи составляют 1000-1300 м. Максимальная высота этой части хребта 1938,8 м. Вершины и привершинные части обоих склонов покрыты каменными россыпями, на севере встречаются древние кары, местами сильно разрушенные, частично заполненные моренным материалом, частично занятые озёрами. Склоны хребта в верхней части крутые, ниже более пологие, имеют слабовогнутый профиль, сильно расчленены эрозионными формами (логами, долинами речек и ручьёв), причём эрозионное расчленение западного склона более значительное.

Западные отроги Терень-Казырского хребта, расположенные кулисообразно по отношению к нему, местами представляют довольно значительные горные хребты, простирающиеся на многие километры и достигающие высоты 1500 м и более. К ним относятся: 1) хребет на междуречье рек Большой Казыр и Чабылпут (Чабыл-Пут) длиной 11 км, с максимальной высотой 1711 м и каровым расчленением северного склона. Северный склон хребта сильно расчленён эрозией, относительно пологий, южный - крутой, без эрозионного расчленения; 2) водораздельный хребет между реками Чабылпут и Сургас протяжённостью 9 км с крутым узким гребнем и почти остроконечными вершинами, достигающими высоты 1721,1 м в восточной и 1599,9 м (г. Сургас) в центральной части. Крутой северный склон с относительной высотой до 700 м сильно изрезан широкими трогообразными долинами, южный склон ещё круче, короче и почти не расчленён эрозией, возвышается над долиной Сургаса на высоту до 800 м; 3) хребет, разделяющий бассейны рек Сургас и Кунзас с узким плоским гребнем высотой 1600 м, над которым возвышаются несколько вершин, достигающих высоты 1820 м. Северный склон хребта изрезан широкими (шириной до 2 км) нишами древних цирков, в которых располагаются озёра и каменистые россыпи

древних морен. Южный склон слабо расчленён и круто падает к верховьям р. Кунзас. Глубина вреза достигает 600 м. Оба склона в привершинной части изобилуют курумами; 4) меридионально простирающийся хребет между долинами рек Сургас и Томь, являющийся, по сути, продолжением предыдущего хребта, с полого-выпуклыми вершинами высотой 1000-1200 м (максимальная высота 1430,7 м). Западный склон этого хребта, спускающийся к долине р. Томи, имеет длину около 5 км и относительную высоту над долиной Томи 500-600 м. В привершинной части склон крутой, слабо расчленён эрозией, на высоте около 800 м склон сильно выполаживается, над этой поверхностью выравнивания на высоту 50-100 м возвышаются отдельные пикообразные вершины (г. Амзас - 926,6 м), поверхность сильно изрезана логами и балками. Придолинная часть склона крутая, изрезана логами, оврагами и балками. Восточный склон хребта имеет полого-выпуклую форму, круто обрывается к долине Сургаса и его притока Сургас-Тайга, глубина вреза которых достигает 400-500 м, эрозионное расчленение склона незначительно.

Восточный склон Терень-Казырского хребта в районе исследования не имеет ярко выраженных отрогов, за исключением, пожалуй, короткого водораздельного хребта между долинами рек Сартамак и Верхняя Берёзовая. Длина его 4 км, средняя высота 1200 м, максимальные высоты несколько выше (1260 м, 1232,1 м - г. Сартамак). Вершины хребта плоские, склоны полого-вогнутые, юго-западный склон несколько круче, чем северо-восточный, относительная высота над местным базисом 300-400 м. В целом же восточный склон Терень-Казырского хребта в привершинной части довольно крутой, но на абсолютной высоте 700-800 м, так же, как и вдоль Томи, вдоль р. Теренсуг вытянута поверхность выравнивания шириной 2,5-3 км с отдельными, возвышающимися на высоту 50-150 м над поверхностью, остроконечными вершинами. Эта поверхность сильно изрезана логами и балками, часто с небольшими речками. В придолинной части крутизна падения склона резко увеличивается, склон сильно изрезан эрозионными формами.

Долина р. Томи в целом представляет собой узкую щель между горными системами, заложенную по тектоническому разлому. Долина почти прямолинейна, направлена с юго-востока на северо-запад и лишь несколько выше устья р. Большой Казыр образует две крупные вынужденные излучины, обращённые выпуклостью на восток. Долина имеет ширину 400-700 м, две трети её занимают пойма и русло и лишь местами можно выделить одну надпойменную террасу (близ устьев рр. Балыксу, Кунзас, Большой Казыр). Русло почти прямолинейное, местами встречаются небольшие острова. Средняя ширина русла 50-70 м.

Долина р. Теренсуг в целом очень похожа на долину Томи. Она также заложена по тектоническому разлому, имеет прямолинейный характер и вытянута с северо-востока на юго-запад. Ширина её в целом 300-500 м, первая надпойменная терраса выражена лишь в немногих местах, из долин мелких речек и балок, особенно с правого берега, на пойму выдвинулись мощные конусы выноса.

Из долин других речек отметим долины рек Большой Казыр, Сургас и Кунзас. Все эти долины характеризуются расширением до 300-500 м близ устьев рек, а также на поверхности выравнивания на высоте 700-800 м.

# ГЛАВА 5
# КЛИМАТИЧЕСКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

## О ГЕНЕЗИСЕ ГРИВНО-ЛОЖБИННОГО РЕЛЬЕФА ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ[2]

*Алексеева В.А.*, Ларин С.И.**, Ларина Н.С.**, Лаухин С.А.***, Максимов Ф.Е.*****

[*]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, valekseeva@rambler.ru

[**]Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия, silarin@yandex.ru

[***]Московский государственный строительный университет, Москва, Россия, valvolgina@mail.ru

[****]Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия, maksimov-fedor@yandex.ru

## ON THE GENESIS OF GRIVAS AND HOLLOWS IN THE RELIEF OF THE SOUTH OF WEST SIBERIA

*Alekseeva V.A.*, Larin S.I.**, Larina N.S.**, Laukhin S.A.***, Maksimov F.E.*****

[*]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, valekseeva@rambler.ru

[**]Tyumen State University, Tyumen, Russia, silarin@yandex.ru

[***]Moscow State University of Civil Engineering, Moscow, Russia, valvolgina@mail.ru

[****]St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia, maksimov-fedor@yandex.ru

Специфическими широко распространенными геоморфологическими образованиями на юге Западной Сибири являются параллельные грядово-ложбинные комплексы, известные как песчаные гряды, гривы и древние ложбины стока. Гривно-ложбинный рельеф – своеобразная «визитная карточка» и яркий геоморфологический феномен, происхождение которого до сих пор вызывает дискуссии исследователей [1, 2].

[2] Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 14-05-00956

Анализ картографических материалов показывает сопряженность многих линейных элементов гидросети, грив и ложбин в пределах юга Западной Сибири с ортогональной сеткой неотектонических элементов. Значительная их часть имеют северо-восточное простирание, близкое к ориентировке большей части гривно-ложбинных форм [3].

Сравнительный анализ данных разновременных прецезионных нивелировок свидетельствует об относительно высокой скорости современных тектонических движений. В пределах Барабы амплитуда скорости вертикальных поднятий составляет от 4,6 до 23,6мм/год [4]. В районе Барабинска за 35 лет высоты геодезических знаков увеличились на 1,2м относительно Омска [5]. О современной тектонической активности свидетельствует землетрясение, произошедшее в январе 1849 г. в районе г.Ишим, а также образование современных зияющих тектонических трещин в рыхлых отложениях в г.Камышлов (февраль 1962 г.) [5, 6]. Несмотря на сложный дифференцированный характер вертикальных поднятий и опусканий, выявленных на юге Западной Сибири [7], при таких скоростях современных движений, амплитуда поднятий только за голоцен могла составить от 46 до 236м (при оценке по данным А.Д. Панадиади), что сопоставимо с современными гипсометрическими отметками. Наиболее активны в новейшее время молодые мезозойско-кайнозойские разломы субширотного и северо-восточного простирания [8, 9]. Они являются чаще всего сдвиговыми деформациями и определяют наряду с северо-западными разломами структурный план платформенного чехла. Во многих случаях они способствовали формированию линейных и удлиненных структур III порядка [10], т.е. оказали непосредственное влияние на образование гривно-ложбинного рельефа. В этой связи нам представляется, что первичная природа возникновения гривно-ложбинных форм рельефа может быть обусловлена воздействием неотектонических и отчасти современных тектонических факторов, при последующем моделировании их экзогенными процессами разной интенсивности. Определенную роль в образовании гривно-ложбинных форм рельефа могли играть дислокации, связанные со складчатостью нагнетания, глубинной и глиняной тектоникой осадочного чехла [11-13].

В 2014-2015г. авторами были изучены геологическое строение и вещественный состав отложений грив и выявлены парагенетические взаимоотношения с покровными субаэральными отложениями и криогенными горизонтами в пределах Викуловского (с. Коточиги, Чуртан), Абатского (с. Абатское, с. Кареглазово, с. Быструха, с. Тельцово), Ишимского (с. Большеудалово, с.Савина), Армизонского (с. Красноорлово) , Бердюжского (разрезы грив у с. Бердюжье и к востоку от села Пеганово) районов Тюменской области, Кетовского (с. Голяшово), Макушинского (разрез гривы возле перекрестка на с. Суслово и федеральной трассы Курган-Петропавловск (Казахстан), Петуховского (разрезы двух грив у г. Петухово и двух грив у с. Петухово), Лебяжьинского (с. Верхнеглубокое) районов Курганской области.

Изучение стратиграфии разрезов грив показало, что они сложены преимущественно горизонтальными и субгоризонтальными слоистыми суглинистыми и супесчано-песчаными осадками. В разрезах некоторых грив (с. Чуртан) отмечаются следы эоловой переработки. В ряде разрезов вблизи сел Коточиги, Чуртан, Абатское, Кареглазово, Красноорлово, Большеудалово, Савина, Верхнеглубокое и других встречена также слабоволнистая, линзовидная и косая слоистость. Одновременное присутствие в разрезах грив разных типов слоистости позволяет предположить их сложный полигенетический генезис.

Гранулометрический анализ отложений грив показывает преобладание фракции среднего песка. На втором месте стоит фракция мелкого песка, в отдельных пробах доминирует фракция физической глины. Например, гранулометрический анализ проб, проведенный нами по вертикальному разрезу 1/2014 гривы возле с. Чуртан (Викуловский район, Тюменская обл.), на глубинах 1,1м (обр.9м), 2,7м (обр.23м), 3,8м (обр.34м), 4.8м (обр.44) показал, что содержание фракции физической глины-средней пыли < 0,02 мм составляет 33,24 %, 4,27%, 6,43%, 6,79%, фракции крупной пыли 0,02-0,05мм - 4,01%, 4,03%, 3,89%,4,96%, фракции мелкого песка 0,05-0,1мм -15,76%, 17,63%, 22,09%, 22,21%, фракции среднего песка 0,1-0,25мм - 44,94%, 66,17%, 63,36%, 62,07%, фракции крупного песка 0,25-0,5 мм- 2,01%, 7,45%, 4,15%, 3,80%, фракции 0,5-1мм - 0,05%, 0,45%, 0,06%, 0,12%. Отложения фракции > 1мм отсутствуют, за исключением одной пробы в основании разреза, на глубине 4,8м (0,06%). Преобладание горизонтальной и субгоризонтальной слоистости, наличие прослоев и линз песка и глины в вертикальных разрезах грив свидетельствует о заметной роли водной обработки отложений.

Для определения количественной роли криогенеза в формировании отложений грив, методом рентгеновской дифрактометрии (анализ д.б.н., А.О.Алексеев и к.б.н., Т.В.Алексеева, ИФХиБПП РАН, Пущино) был изучен минералогический состав отложений и рассчитан коэффициент криогенной контрастности (ККК), учитывающий распределение по гранулометрическому спектру кварца и полевых шпатов во фракциях 0,05-0,01 мм и 0,1-0,05 мм [13, 14]. ККК больше 1 свидетельствует об определяющей роли криогенных факторов среди комплекса гипергенных процессов, в зависимости от которых формируется состав минерального вещества отложений. Значения ККК менее 1 указывают на формирование отложений в условиях теплого климата с подчиненной ролью криогенных процессов.

Минералогический анализ отложений гривы возле с.Чуртан (Викуловский район, Тюменская обл.) на глубинах 1,1м (обр.9м), 2,7м (обр.23м), 3,8м (обр.34м), 4.8м (обр.44). показал, что во фракции 0,1-0,05 мм содержание кварца составляет 89,3%, 72,2%, 74,9%, 75%, микроклина и ортоклаза 6,6%, 7%, 9,8%, 7,2%, альбита 4,1%, 17,4%, 11,4%, 14,1%, полевых шпатов соответственно 10,7%, 24,4%, 21,2%, 21,3%, отношение кварц/полевые шпаты 8,35; 2,96; 3,53;3,52. Во фракции 0,05-0,02мм содержание кварца составляет 71,3%, 62,9%,71,1%, 77,1%, микроклина и ортоклаза 7,8%, 13,9%, 12,1%, 7,6%, альбита

21%, 15,5%, 6,4%, 8%, полевых шпатов 28,8%, 29,4%, 18,5%, 15,6%, отношение кварц/полевые шпаты 2,48;2,14;3,84;4,94.

Расчеты коэффициента криогенной контрастности (ККК) показали, что верхняя часть разреза гривы не испытала воздействия криогенных факторов (ККК двух верхних проб соответственно 0,30 и 0,72), а нижние две пробы (ККК соответственно 1,09 и 1,40) показывают, что нижняя часть разреза подверглась интенсивной криогенной переработке. Факт уменьшения значений ККК снизу вверх от 1,40 до 0,30 показывает, что общая суровость климата и роль криогенеза в преобразовании вещественного состава отложений гривной толщи ослабевала от основания разреза к ее верхней части. Заметное различие значений ККК в разных частях разреза позволяет предположить о возможном наличии, в гривной толще не менее двух литологических пачек («холодной» и «теплой»), отражающих вероятно фазы развития климата.

Литература

1. Волков И.А., Волкова В.С., Задкова И.И. Покровные лессовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск. Наука, 1969. 330 с.

2. Городецкая М.Е. Морфоструктура и морфоскульптура юга Западно-Сибирской равнины. М.: Наука, 1972. 154 с.

3. Кузин И.Л. Новейшая тектоника Ханты-Мансийского автономного округа. СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. 86 с.

4. Панадиади А.Д. Барабинская низменность (природа, хозяйство и перспективы развития). М.: Государственное изд-во географ. литературы, 1953. 232 с.

5. Фиалков Д.Н. Роль платформенного чехла в неотектонике Западно-Сибирской низменности // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. Материалы совещания по проблемам неотектоники. М.: Недра, 1967. С. 265-271.

6. Ларин С.И., Коротаев В.П. Хронограф экстремальных природных явлений и процессов на территории Тобольской губернии в XVII-начале XIX веков // Геоэкологические проблемы Тюменского региона. Вып. 2. С. 167-233.

7. Филькин В.А. Современные тектонические движения и геоморфологические особенности района трассы повторного нивелирования Челябинск-Курган. // Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 114-118.

8. Шаблинская Н.В. Разломная тектоника Западно-Сибирской и Тимано-Печерской плит и вопросы нефтегазоносности палеозоя. Л.: Недра, 1982. 155 с.

9. Сергиенко В.М., Беджиев Р.А. Позднечетвертичная тектоника севера Западно-Сибирской низменности // Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. отдел геолог. 1983. Т. 58. вып. 6. С.7 3-82.

10. Евсеева Н.С., Земцов А.А. Рельефообразование в лесоболотной зоне Западно-Сибирской равнины. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1990. 242с.

11. Генералов П.П. Параллельно-грядовый рельеф Западной Сибири и основные аспекты его геологического анализа // Геология позднего кайнозоя Обского Севера, Тюмень, 1981. С. 51-70 (Труды ЗАПСИБНИГНИ, вып.167).

12. Генералов П.П. Дислокации в приповерхностной части чехла Западно-Сибирской плиты как отражение новейших горизонтальных смещений в фундаменте // Геология

антропогена севера Западной Сибири, Тюмень, 1982. С. 55-69 (труды ЗАПСИБНИГНИ, вып.172).

13. Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1981. 197 с.

14. Конищев В.Н., Рогов В.В. Методы криолитологических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1994. 131 с.

## ЛИТОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЦЕНТРА РУССКОЙ РАВНИНЫ

*Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А,. Судакова Н.Г.*
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, ser11131134@yandex.ru; tsn60@mail.ru

## LITHOLOGIC-GEOMORFOLOGICAL REGIONING OF CENTRAL RUSSIAN PLANE

*Antonov S.I, Vvedenskaya A.I., Kostomakha V.A, Sudakova N.G.*
Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, ser11131134@yandex.ru; tsn60@mail.ru

Проведение комплексного литолого-геоморфологического районирования нацелено на установление региональных особенностей и закономерностей формирования морфолитогенной основы ландшафта. При этом геоморфологическое строение и слагающие отложения рассматриваются как единая тесно взаимодействующая система. Морфолитосистемы (МЛС) содержат ценную палеогеографическую информацию об истории развития морфолитогенеза, необходимую для оценки состояния устойчивости природной среды. Выявление закономерностей пространственного разнообразия характеристик МЛС и их эволюционных преобразований особенно актуально для территории древнеледниковой зоны Русской равнины, неоднородной в геолого-тектоническом, геоморфологическом, палеогеографическом и ландшафтно-географическом отношении [1-3].

Выявить и оценить влияние этих системообразующих факторов – задача исследования. Для ее выполнения необходимо: а) систематизировать результаты сопряженного палеогеографического анализа МЛС по обширной территории с помощью специально составленных вспомогательных и базовых карт; б) установить пространственную и временную связь между факторами рельефо- и осадкообразования; в) уделить особое внимание широко распространенным ледниковым образованиям и лессовому покрову с учетом унаследованных признаков морфолитогенеза; г) отразить на сводной карте литолого-

геоморфологического районирования и в классификационной таблице региональную специфику характеристик МЛС.

При создании сводной карты литолого-геоморфологического районирования Центра Русской равнины синтезирован опыт составления серии карт отдельных регионов (Московской области, бассейна Верхней Волги и Оки, Вологодского края, Ярославского Поволжья, Окско-Донского региона и др.) [4-6]. При этом использованы вспомогательные карты: мощности и типов строения разреза четвертичного покрова, экзогенных рельефообразующих процессов, распространения отложений перигляциально-лёссовой формации, радиальной и маргинальной ледниковой структуры [6, 7]. Для изучения сложного многокомпанентного литолого-геоморфологического комплекса применяется наиболее эффективный системный подход, опирающийся на сопряженный палеогеографический анализ.

Для выделения территориальных подразделений литолого-геоморфологического районирования и установления региональных характеристик МЛС важное значение имеет анализ системообразующих факторов: геологических, орографических, палеогеографических, ландшафтно-географических. Геолого-тектонические факторы и морфоструктурный план дочетвертичной поверхности предопределяют унаследованные черты современного рельефа и состав слагающих отложений. С палеогеографическими факторами, обусловленными сменой палеоклимата и проявляющимися в разновозрастных зонах оледенений, связано формирование характерных черт рельефа и ярусное строение стратиграфической колонки (с учетом эволюционной направленности). Ландшафтно-географические факторы зонального подчинения влияют на динамико-генетические процессы морфолитогенеза и интенсивность экзарационно-аккумулятивной деятельности в регионах, способствуя преобразованию рельефа.

Территория исследования занимает центральную часть Русской равнины, включает крупные унаследованные морфолитоструктуры - Московскую равнину, сложенную рыхлыми мезозойскими породами, окруженную с запада Карбоновым плато, с юга – Среднерусской возвышенностью и Окско-Донской неогеновой равниной, а на востоке примыкающую к Приволжскому поднятию на мезозойском основании. Эти территориальные подразделения на карте соответствуют выделенным провинциям.

Особенности строения и состава слагающих отложений согласуются с местными геоморфологическими и палеогеографическими условиями. Проанализированы типы строения разрезов четвертичного покрова, характерные для региональных подразделений. При этом особое внимание уделяется отложениям ледниковой и перигляциально-лессовой формации. При выделении типов строения разреза четвертичной толщи нашли отображение наиболее распространенные сочетания основных генетических типов и стратиграфических горизонтов, присущих данному району. В площадном распределении типов строения разреза четвертичной толщи отчетливо прослеживается зональность, связанная с исто-

рией оледенений. Так, для зоны позднеплейстоценовых оледенений типичны: неравномерная мощность четвертичного чехла, преобладание водно-ледниковых и озерно-ледниковых отложений при участии ледниковых. В области среднеплейстоценовых оледенений разрез плейстоценовых отложений в целом отличается сложным строением (до 4-5 горизонтов) и представлен в основном моренами московского и днепровского возраста, разделенных пачками водноледниковых и озерных осадков при наличии покрова лессовидных суглинков. Южная полоса ледниковой зоны, относимая к области днепровского, окского и донского оледенений, подвергалась более длительной денудации и аккумуляции и имеет, как правило, меньший по мощности четвертичный покров более сложного стратиграфического строения с многоярусной лёссово-почвенной толщей. В целом наблюдается согласованность геоморфологических контуров и районов с однотипным строением разреза, что свидетельствует о тесной связи компонентов природного комплекса.

По набору и интенсивности экзогенных процессов, территория весьма неоднородна, в зависимости от особенностей морфолитоосновы и ландшафтной обстановка. Наиболее деструктивными для данной территории являются эрозионное расчленение (густота и глубина), оползневые процессы, проявления карста. В зоне позднеплейстоценовых оледенений густота эрозионного расчленения варьирует от 0,5 до 1,2 км/км$^2$ при глубине эрозионного вреза до 10-18 м, а на Валдайской возвышенности – до 75-80 м. На Клинско-Дмитровской гряде густота расчленения по северным склонам составляет 2-2,5 км/км$^2$, а глубина вреза достигает 125 м. На Среднерусской возвышенности, Окско-Донской низменности и северо-восточной части Приволжской возвышенности глубина вреза, как правило, не превышает 25-5 м; преобладающие показатели густоты эрозионного расчленения составляют 0,4-0,7 км/км$^2$ и лишь в северо-восточной части Среднерусской возвышенности возрастают до 1,2 км/км2. В Средней полосе густота эрозионного расчленения не превышает 1-1,5км/км$^2$, глубина вреза – 50-80м. В долинах рек Волги, Оки, Москвы возрастает роль оползневых процессов. В бассейне Верхней Волги, на Москворецко-Окском водоразделе, на Цнинском валу, на Среднерусской возвышенности значительные площади заняты карстовыми формами.

В ходе работы были определены критерии выделения и показатели региональных подразделений литолого-геоморфологических комплексов: а) геолого-тектоническая унаследованная зависимость морфоструктурных подразделений рельефа и состава отложений; б) палеогеографическая обусловленность строения морфоскульптур, приуроченным к разновозрастным зонам покровных оледенений; в) региональная специфика характеристик многокомпонентной морфолитосистемы под воздействием экзогенных рельефообразующих процессов в разных ландшафтно-климатических условиях. Эти показатели систематизированы порайонно в классификационной таблице по группам факторов (геологических, геоморфологических, литолого-стратиграфических, фациально-генетических).

В соответствии с разработанной классификационной таблицей на карте литолого-геоморфологического районирования центрального региона на фоне палеогеографических зон разновозрастных оледенений выделено 5 провинций морфолитоструктур, подразделенных на 18 областей, в соответствии с принятой нами методикой с учетом унаследованных литолого-геоморфологических комплексов и палеогеографических условий рельефо- и осадкообразования. При оконтуривании выделенных ареалов учитывалась информация, полученная из серии вспомогательных геологических, литологических, геоморфологических, палеогеографических карт [6, 7].

В результате системной организации комплексного литолого-геоморфологического районирования определены главные пространственно-временные закономерности морфолитогенеза в древнеледниковой области: 1) геологическая и геоморфологическая унаследованность и проявление провинциальности показателей морфолитоструктур; 2) палеогеографическая обусловленность геоморфологического строения и проявление палеогеографической широтной зональности в соответствии с принадлежностью к разновозрастным зонам покровных оледенений; 3) ландшафтно-климатическая зональная зависимость в проявлении и активизации экзогенных денудационно-аккумулятивных рельефообразующих процессов.

Таким образом, проведенный системный анализ многоплановый и многослойный по времени литолого-геоморфологической информации подтверждает рациональность комплексного районирования. Сведение в единую систему объектов, обусловленных в своем развитии сложным взаимодействием системообразующих факторов морфолитогенеза, помогает выявить общую закономерность пространственной дифференциации литоморфоструктур, эволюционирующих во времени. Комплексное литолого-геоморфологическое районирование имеет важное научное и практическое значение. Выявленные региональные особенности и закономерности развития морфолитосистем служат научной базой для адресной порайонной оценки состояния и прогноза геоэкологической устойчивости морфолитогенной основы ландшафта.

Литература

1. Равнины Европейской части СССР. М.: Наука, 1974. 255 с.

2. Спиридонов А.И. Страна Русская равнина // Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. М. Высшая школа, 1980. С. 19-62.

3. Инженерная геология СССР. Т.1. Русская платформа. Под редакцией И.С. Комарова. Изд-во Моск. ун-та, 1978. 528 с.

4. Новейшие отложения и палеогеография Окско-Донской древнеледниковой зоны. Смоленск: Маджента, 2004. 120 с.

5. Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена Центра Русской равнины. М.: Издание Географического ф-та МГУ, 2008. 167 с.

6. Палеогеографические закономерности развития морфолитосистем Русской равнины. Районирование. Стратиграфия. Геоэкология. Москва, МГУ, географический факультет, 2013. 95 с.

7. Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М. Литолого-геоморфологический анализ как основа комплексного эколого-палеогеографического районирования Русской равнины. Геоморфология, 2013. №3 С.24-35.

## ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПОВЫШЕНИЯ УРОВНЯ БАЛТИКИ В ЭПОХУ ВИКИНГОВ

*Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А.. Соловьева Г.Д.*
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, badyukova@yandex.ru

## GEOLOGIC-GEOMORPHOLOGICAL SIGNS OF THE BALTIC SEE LEVEL RISE IN THE VIKING ERA

*Badyukova E.N., Zhindarev L.A., Lykianova S.A., Solovieva G.D.*
Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, badyukova@yandex.ru

Геоморфологическое строение аккумулятивных барьерных образований, окаймляющих значительные участки морских побережий, не оставляет сомнений в тесной связи причин и этапов их формирования с изменениями уровня моря. Такая зависимость прослеживается и при анализе строения песчаных барьеров юго-восточной Балтики – Куршской и Вислинской кос. Анализируя рельеф Куршской и Вислинской кос необходимо отметить, что в настоящее время большая часть их поверхности сложена эоловыми песками [1], исключительно морской генезис имеет современный морской пляж, а лагунно-морской – заливный пляж и призаливная терраса. Последняя фрагментарно обрамляет лагунные берега обеих кос и имеет высоту не более 1,5 м.

Наиболее широко низкая молодая призаливная терраса распространена на Вислинской косе, образуя в северной ее части, в районе мысов Тихий и Песчаный, широкие, выступающие в залив полуострова. Расположенные южнее мысы Таран, Дуга, Крайний и Главный также окаймлены низкими, более узкими участками призаливных террас. Их поверхности осложнены невысокими береговыми валами и покрыты, как правило, камышовой или кустарниковой растительностью.

На морском берегу косы возрастным аналогом призаливной террасы могут служить прибрежно-морские галечники, присутствующие в некоторых дефляционных котловинах в виде галечной отмостки, выстилающей их днища. Полоса котловин приурочена к зоне наиболее активного развевания прибрежных песков и расположена непосредственно за авандюной. Галечники фиксируют,

по-видимому, положение древнего берегового вала, изначально засыпанного песком, а затем отрытого современными процессами дефляции. Настоящее высотное положение галечников несколько превышает современный уровень моря (на 1,5 - 2 м).

В районе барьерно-лагунной системы Куршской косы низкая призаливная терраса прослеживается более узкими фрагментами и на косе вдоль южной части берега залива на низкой террасовидной заболоченной поверхности, протягивающейся на север почти вплоть до п. Лесное.

Что касается мористой стороны Куршской косы, то здесь, так же как на Вислинской косе, за дюнным валом, обнаруживаются высыпки гальки. Один из таких участков - район п. Хвойное, где в 80-100 м от бровки вала, среди песка, на глубине около 0,5 м выявлено присутствие гравийно-галечного материала (рис. 1А). На наличие горизонта хорошо окатанной гальки размером 3-4см сразу под почвенным слоем указывают также данные бурения при геолого-гидрогеологической съемке в районе п. Морское (1967). Галька обнаружена скважиной, расположенной западнее перекрестка дорог Зеленоградск - Нида - Морское на абсолютной высоте 1,5 м.

Присутствие прибрежно-морских галечников среди эоловых отложений позволяет предполагать наличие вдоль морского края косы древней береговой линии. На Куршской косе присутствие древней береговой линии подтверждается и характером рельефа на участке дюн Мюллера. Их склоны, обращенные к морю аномально круты, что явно не свойственно наветренным склонам эоловых образований. На присутствие древней береговой линии указывают и археологические исследования [2], авторы которых связывают ее с эпохой викингов.

Наиболее очевидным доказательством присутствия вдоль морского края Вислинской косы древней береговой линии, связанной с подъемом уровня моря, является береговой вал, прослеживающийся в строении морского уступа в районе поселка Коса. Бережная часть вала погребена под эоловыми отложениями, а мористая вскрывается в абразионном клифе, протягивающемся в этой части косы на несколько километров. Высота бровки берегового уступа варьирует от 2 до 4,0 м над уровнем моря, тыловой шов пляжа, примыкающего к подошве уступа, расположен на 1.5 м над у.м.. Выше него в клифе обнажается примерно 1 м светло-серых разнозернистых слоистых песков с включениями галек, отдельных двустворчатых раковин и мелких гастропод (рис. 1Б, слой I). Облик песков и характер их залегания не оставляет сомнений в их морском генезисе.

Пески перекрыты маломощным прослоем (около10 см) шоколадно-коричневых супесей с многочисленными включениями галечек и дресвы. Кровля его располагается на высоте 2,5 м над уровнем моря. Контакт этого прослоя с нижележащими осадками четкий. Визуально он напоминает палеопочву, образовавшуюся в береговой зоне при повышенной обводненности.

Верхняя часть разреза занята эоловыми песками, мощность которых в месте описываемого обнажения составляет 1 м. Контакт эоловых песков с темными суглинками четкий. В средней части песчаного слоя наблюдается прослой серо-

черной палеопочвы (рис.1Б, слой II). Несмотря на его малую мощность (около 2 -3 см), прослой прослеживается на значительном расстоянии вдоль моря, постепенно повышаясь в юго-западном направлении.

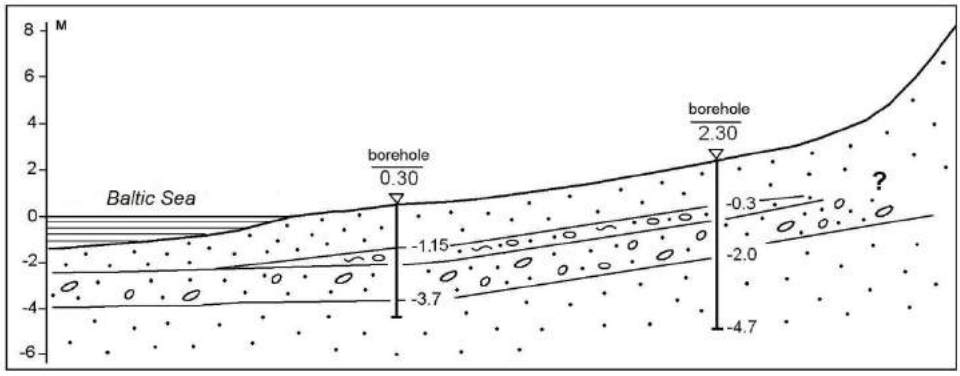



Рис. 1.А. Разрез у пос. Хвойное (Куршская коса)

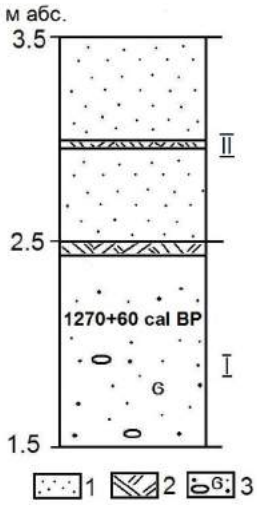



Рис.1.Б. Разрез у пос. Коса (Вислинская коса). 1-эоловый песок; 2 –палеопочвы; 3 –пляжевые пески

На основе анализа (С 14) образцов раковин моллюсков из морских отложений, слагающих нижнюю часть берегового уступа, была получена датировка их абсолютного возраста - 1270+60 лет (ЛУ - 6129). Согласно мнению целого ряда компетентных исследователей, авторов графиков колебаний уровня Мирового океана и Балтийского моря в голоцене [3], к этому времени относится один из последних пиков Лимниевой трансгрессии, составляющий превышение уровня моря 0,5 м.

Обнажению древнего берегового вала в уступе морского берега северо-восточного участка косы способствовал наблюдающийся здесь активный размыв и отступание берега. Пляж крутой, неполного профиля, прислонен к клифу. Эоловые пески дюнного вала местами размыты полностью, суглинисто-супесчаные отложения под небольшим наклоном падают на юг, к поселку Коса и там выклиниваются. Таким образом, поселок расположен на типично морских осадках, вскрывающихся многочисленными канавами и ямами, вырытыми для хозяйственных нужд. Как правило, это слоистая песчаная толща серого и оливково-серого цвета с черными прослоями, в которых на глубине около 1м. обнаруживаются многочисленные кусочки янтаря. В некоторых из песчаных прослоев присутствует гравийно-галечный материал, который наряду с янтарными включениями указывает на

прибрежно-морской генезис осадков. Возможно, на месте поселка был отмелый подводный склон, образующий широкую отмель, распространяющуюся в сторону залива.

Аналогичные выше описанным морские пески обнаруживаются и на других участках морского берега Вислинской косы. Правда, зачастую их присутствие в береговом уступе скрыто эоловыми осадками. В частности в 2-х км к западу-юго-западу от поселка Коса в шурфе за тыловой частью современного пляжа, под дюнным валом прослеживается слой морских отложений, насыщенный галькой и раковинами. Местами в морских осадках наблюдаются тонкие прослои шлиховой концентрации тяжелых минералов, что однозначно говорит об их формировании в зоне заплеска древнего пляжа. Так в одной из точек наблюдения, после обширной зачистки под дюнным валом в береговом уступе вскрылись пляжевые отложения с прослоями граната (2-3см) и глауконита (1-2 см), заметно наклоненными в сторону моря.

Береговой вал, достаточно отчетливо прослеживающийся в строении уступа морского берега северо-восточной части Вислинской косы, протягивается и дальше вдоль аккумулятивной формы. В юго-западном направлении происходит затухание абразионного процесса, возрастание роли современных песчаных морских и эоловых осадков в береговой зоне. Это создает условия для захоронения древнего вала. По-видимому, он одновозрастен призаливной террасе, фрагментами обрамляющей лагунные берега как Куршской, так и Вислинской кос.

Интересные сведения о строении Вислинской косы можно получить из работы польских исследователей [4], в которой представлены результаты бурения трех скважин по профилю вкрест простирания косы. Одна из них находится на подводном береговом склоне с морской стороны косы, другая характеризует заливный берег, а средняя скважина расположена фактически в зоне современного морского пляжа. Она вскрывает пляжевые осадки в виде средне- и крупнозернистых песков с плоской галькой до глубины около 7 м. Ниже располагаются также морские отложения. Это пески мелкозернистые, с прослоями среднезернистого, с редкой галькой и раковинами (Cerastoderma sp., Macota sp.). Возраст песков на глубине около 3 м, определенный по раковинам, равен 3000 л. Общая мощность прибрежно-морских осадков составляет 14м. Их подстилают отложения низких дельтовых равнин, на которые трансгрессировало море, представленные глинами, глинистыми песками темносеро-оливкового цвета и торфом. Возраст этого слоя около 8000 л.

Анализ геологических профилей через Вислинскую и Куршкую пересыпи показывает, что морские пески, слагающие в основе их тела, надвигались на аллювиально-дельтовые отложения, постепенно замещаясь маршевыми осадками. Этот переход, по-видимому, фиксирует этап быстрого развития и становления серии морских приустьевых баров, оконтуривающих дельты. Подъем уровня моря способствовал подтоплению дельтовой равнины, сопровождался торфообразованием и накоплением озерно-старичных и болотных отложений непо-

средственно за барами. Продолжающаяся трансгрессия усиливала продвижение баров вглубь суши, активизировала эоловые процессы и засыпание маршей, а также привела к дальнейшему затоплению низовьев рек.

Таким образом, вдоль всего морского берега как Куршской, так и Вислинской кос прослеживается древняя береговая линия, соответствующая одному из последних подъемов уровня моря, не превышающему, по-видимому, 0.5м над его современным положением. В зависимости от характера развития современных береговых процессов геоморфологические признаки этой береговой линии выражены в большей или меньшей степени. На размывающихся участках береговой вал, фиксирующий высокое положение уровня моря, прослеживается в строении береговых уступов. На аккумулятивных отрезках берега, сопровождающихся развитием современных и древних эоловых форм рельефа, морские отложения в значительной степени погребены под эоловыми песками.

Литература

1. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Барьерно-лагунные системы юго-восточной части Балтийского моря / Океанология. 2008. Т.48. №4. С. 37-48.

2. Кулаков В.И., Жиндарев Л.А., Волкова И.И.. Коралленберг: палеогеографические реконструкции поселения викингов / Проблемы изучения и защиты окружающей среды . М., 2003. С. 95-107.

3. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Анализ геологического строения Куршской косы (Балтийское море) в целях уточнения истории ее развития / Океанология. 2007.Т. 47. С. 594-604.

4. Uścinowicz S. A relative sea-level curve for the Polish Southern Baltic Sea // Quaternary international. 2006. V.145-146. P. 86-105.

## БУРТАССКОЕ ОЗЕРО В МАНЫЧСКОМ ПРОГИБЕ

*Бадюкова Е.Н.*
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, badyukova@yandex.ru

## BURTASSKOE LAKE IN THE MANYCH DEPRESSION

*Badyukova E.N.*
Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, badyukova@yandex.ru

Развитие Манычского пролива в позднем плейстоцене происходило, вероятно, по следующему сценарию. Во время регрессий формировалось эрозионное углубление в дне бывшего залива, затем на всем его протяжении вырабатыва-

лась широкие речные долины в сторону Черного и Каспийского морей. При последующих трансгрессиях происходила постепенная ингрессия вод в долины Западного либо Восточного Маныча. Размыва и переуглубления днища пролива не происходило, абразия проявлялась только по бортам долины. Днище пролива было выработано не в результате абразии, а формировалось в значительной степени благодаря эрозионной деятельности рек. Следовательно, по отметкам тальвега нельзя рассчитывать как скорости течений, так и скорости неотектонических движений. Также нельзя изменения высоты водораздела в широких пределах за короткое время объяснять неотектоническими движениями [1, 2]. Водоразделом являлись и сейчас являются дельтовые отложения реки Калаус, которые выполняют роль «пробки». Поэтому история пролива Маныч и соединения Черного и Каспийского морей связана не только с колебаниями их уровней, но и со скоростью накопления аллювиально-пролювиальных отложений в ложе пролива. Восходящие неотектонические движения не играют столь существенной роли в истории Маныча. Наоборот, здесь проходит грабенообразный прогиб, в пределах которого происходит опускание со скоростями -2 ÷ 4 мм/год [3]. Прогиб осложняется двумя поднятиями – Дивненской структурой и Сальским валом, где скорости неотектонических движений составляют 1-2 мм/год.

Рассмотрим основные этапы истории Маныча, начиная с того момента, когда воды карангатского моря ингрессировали почти до устья Калауса [1, 2]. Судя по тому, что дальше они проникнуть не могли, здесь, в наиболее узком месте пролива дельтовые отложения и в то время играли роль своеобразной «пробки», Данные по буровым скважинам показывают, что сверху карангатских отложений без размыва и перерыва спокойно залегают гирканские по [1, 4] отложения.

Переток вод в Черное море был кратковременным, морской этап развития Манычского пролива сменился образованием Буртасского озера, которое занимало значительную часть депрессии. Озеро протягивалось далеко на запад, в него впадали реки Дон и Сал, образуя дельту, которая в настоящее время представляет собой Доно-Сальское междуречье. Мощность озерных отложений местами достигает 30-35 м. Важно отметить, что в толще озерных отложений прослеживается слой палеопочвы, что указывает на две самостоятельные фазы в его развитии [4].

Анализ отметок кровли буртасских отложений по буровым скважинам и литературным материалам показывает, что в устье Западного Маныча она залегает на 10 м абс. По направлению к Каспию кровля плавно повышается до 25 м абс. в районе балки Улан-Зуха и до 30-35 м в устье Чограя. Нигде кровля буртасских отложений не залегает выше этих отметок. Они вскрываются на выходе в Прикаспийскую низменность, т.е. озеро могло существовать только при высоком уровне как Черного, так и Каспийского морей. Следовательно, в это время Каспий стоял на высоких отметках и глубокой ательской регрессии (которую принято считать одновозрастной буртасскому озеру) не было [5].

Отложения второй озерной фазы накапливались одновременно с подъемом Каспия в раннехвалынское время. Очевидно, что подъем уровня моря сопро-

вождался осцилляциями. Именно этим можно объяснить тот факт, что переток вод по Манычу начался не сразу после накопления буртасских озерных суглинков. Предварительно был этап субаэрального развития территории, когда после спуска озера началось формирование толщи лессовидных суглинков.

Со стороны Черного моря Буртасское озеро было подпружено, скорее всего, морскими водами сурожской трансгрессии. В Западном Маныче кровля этих отложений залегает на 20 м абс., с ними коррелируют первые надпойменные террасы Дона, Западного Маныча и других рек. Морской аналог террасы сохранился в устьях рек на восточном берегу Азовского моря под защитой кос (Долгая, Камышеватская). Отложения мощностью до 30 м содержат черноморско-каспийскую фауну [6].

В дальнейшем морские и озерные отложения в проливе размывались реками, но размыв не затронул центральную часть пролива. Здесь кровля лессовидных суглинков залегает на самых высоких отметках – около 40 м. Следовательно, именно на этом участке, где в настоящее время находится оз. Маныч-Гудило, в то время располагался водораздел между Черным и Каспийским морями.

Заключительный трансгрессивный этап Каспия в раннехвалынское время привел к ингрессии вод в устьевую часть вновь проработанной долины Восточного Маныча и образованию протяженного лимана. Медленное спокойное проникновение моря вверх по долине и последующий переток начался при уровне Каспия не 50 м, а около 30-35 м, что фиксируется во всех разрезах, где на буртасских озерных осадках спокойно залегает пачка нижнехвалынских песчано-глинистых осадков. Полевые работы вдоль восточного склона Ергеней подтвердили, что береговая линия раннехвалынского моря располагается в данном районе на отметках около 30-35м [7]. В дальнейшем началось быстрое формирование и углубление врезов благодаря легко размываемым осадкам на водоразделе. В западной части пролива кровля буртасских отложений опускается до 25м и перекрывается лессовидными суглинками, а нижнехвалынские осадки залегают во врезах. Данный вывод подтверждается при анализе профилей и литературных источников.

Таким образом, проникновение морских вод в разработанную долину было постепенным, сначала возникла приустьевая лагуна, затем глубоко вдающийся эстуарий, одна ветвь которого внедрилась в приустьевую часть Калауса, а вторая поднялась вверх по Манычу. Переток через водораздел был вначале очень медленным. Именно поэтому нельзя согласиться с утверждением, что «первый поток, хлынувший на запад по Манычской долине, начал пропиливать водораздел, имевший до начала водосброса около 50 м абс.» [8], а также с тем, что переток по своему проявлению был катастрофическим [9]. В результате эрозии сформировались многочисленные протяженные гряды – останцы, детальный морфометрический анализ которых приведен в [2].

Последующие падения уровней Каспийского и Черного морей привели к очередному врезанию рек. Во время позднехвалынской трансгрессии каспийские воды вновь, как и в раннехвалынское время, заполнили приустьевой уча-

сток переуглубленной долины Калауса, образовался эстуарий и затем начался переток каспийских вод по палеоврезу в Черное море. Следами этого перетока являются, по мнению автора, бэровские бугры [10]. Переток вод Черного моря в Каспий, скорее всего, был приурочен к начальной стадии каламитской трансгрессии, которая произошла около 6-7 тыс. л.н. и характеризовалась глубокой ингрессией моря в приустьевые участки долин крупных рек [11]. Вероятно, в это время в Каспийское море проникли по проливу раковины моллюсков Cerastoderma glaucum (Cardium edule), о чем говорилось ранее [12].

Литература

1. Попов Г.И. Плейстоцен черноморско-каспийских проливов. 1983. М. Наука. 214 с.

2. Свиточ А.А., Янина Т.А., Новикова Н.Г., Соболев В.М., Хоменко А.А. Плейстоцен Маныча (вопросы строения и развития). 2010. М. 134с.

3. Белоусов Т.П., Энман С.В. Морфоструктурный план и тектонические движения на Ставропольской возвышенности на четвертичном и современном этапах развития // Геоморфология. 1999. №4. С.56-69.

4. Горецкий Г.И. Буртасское среднеантропогеновое озеро и проблема колебаний уровня Мирового океана в связи с оледенениями / Бюллетень МОИП. Геология. 1958. Т. 33. № 2. С. 67-80.

5. Бадюкова Е.Н. История колебаний уровня Каспия в позднем плейстоцене (была ли великая хвалынская трансгрессия?) // Геология морей и океанов. Материалы XXI Международной конференции (Школы) по морской геологии. 2015. М. С. 294-298.

6. Разрез новейших отложений СВ приазовья. 1976. М. Изд-во МГУ. 159 с.

7. Badyukova E.N, Svitoch A.A., Yanina T.A., Makshaev R.R., Oshchepkov G.V., Khomchenko D.S. Geological and geomorphologic structure of the Yergeni hills (preliminary results) // Third Plenary Conference and Field Trip From the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human Response during the Quaternary. Astrakhan, Russia. 2015. C. 21-23.

8. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. 1978. Изд-во Наука. М..290 с.

9. Chepalyga A.L. The late glacial great flood in the Ponto-Caspian basin // Yanko-Hombach V., Gilbert A.S., Panin N., Dolukhanov P. eds. // The Black Seas flood question: changes in coastline, climate and human settlement. Springer. 2007. P. 119-148.

10. Бадюкова Е.Н. Новые данные о морфологии и строении Бэровских бугров // Геоморфология. 2005. № 4. С. 25-38.

11. Балабанов И.П. Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас черноморского побережья Кавказа. «Дальнаука». М.-Вл. 2009. 346 с.

12. Бадюкова Е.Н. О возможности соединения Каспийского и Черного моря в позднехвалынское и голоценовое время // Геоморфология. 2001. № 3. С.76-86.

# ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЯМАЛА И ГЫДАНА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ[3]

*Баранская А.В.*, Кучанов Ю.И. **, Ёжиков И.С.**, Оношко В.А.***
* Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, alisa.baranskaya@yandex.ru
** ФГБУ «ААНИИ», Санкт-Петербург, Россия

# ORIGIN AND LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE HISTORY OF THE TOPOGRAPHY IN THE NORTH OF YAMAL AND GYDAN PENINSULA

*Baranskaya A.V.*, Kuchanov Ju.I. **, Ezhikov I.S.**, Onoshko V.A.***
* Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, alisa.baranskaya@yandex.ru
** FSBI “AARI”, Saint-Petersburg, Russia

На сегодняшний день рельеф северной части Ямала и Гыдана, его история развития и происхождение - один из интереснейших объектов изучения для геоморфологов, работающих в Арктике. В первую очередь, север Западной Сибири - сердце Российского Севера, и вопросы генезиса и динамики его рельефа важны для понимания процессов рельефообразования во всей Арктике в целом в новейшее время. Кроме того, прибрежные арктические равнины, часто обладающие выровненным низменным рельефом, таят в себе множество загадок: разгадать их происхождение не всегда просто. Одни и те же высотные уровни могут быть сложены геологическими телами разного возраста и генезиса. Именно поэтому, несмотря на исследования на протяжении десятилетий, многие вопросы геоморфологии и плейстоцен-голоценовой истории Ямала и Гыдана остаются проблематичными. Не прекращаются споры о наличии и последовательности оледенений, времени и высоте морских трансгрессий и возрасте разных высотных уровней плоских поверхностей севера Западной Сибири.

Менее всего в этом смысле изучен рельеф Гыданского полуострова: из-за своей удаленности и отсутствия крупных объектов промышленной инфраструктуры он труднодоступен для исследований. Тем не менее, и многие участки Ямала до сих пор остаются "белыми пятнами". Неравномерно изучены и разные временные промежутки развития рельефа. При повышенном внимании к событиям начала и середины позднего плейстоцена, конец позднего плейстоцена и голоцен остается в тени, в то время как изучение именно этих отложений позволяет выявить важнейшие особенности палеогеографии региона: изменения уровня моря, особенности тектонических движений и изменения климата, - на самом недавнем геологическом этапе.

[3] Исследования проведены при поддержке проектов РФФИ 16-35-60118 мол_а_дк, 16-45-890076 р_а, 16-35-00453 мол_а и при поддержке гранта МД -3615-2014-4 для молодых докторов наук

Для исследования рельефа наименее изученных труднодоступных участков побережья Ямала и Гыдана были проведены экспедиционные полевые работы в рамках экспедиций «Ямал-Арктика-2012-2013» на острове Белый и полуострове Явай (рис. 1).

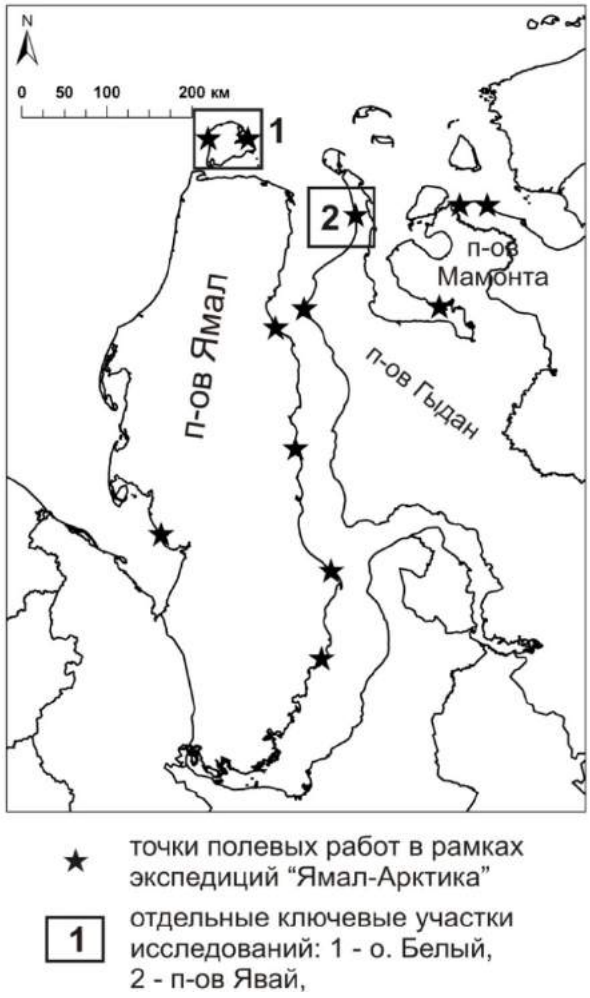



Рис. 1. Ключевые участки работ

На острове Белом были исследованы два участка на западном и восточном его побережье. На западе рельеф представлен плоской поверхностью низкой (до 2-2,5 м) морской террасы, переработанной эоловыми процессами. На востоке близ радиолокационного знака «Футшточ-ный» наблюдается останец 6-8-метровой поверхности, подрезаемой абразионным уступом высотой до 4-5 м. Поверхность ровная, с небольшими (до 30-50 см в диаметре) котловинами выдувания, разбита морозобойными трещинами и сетью мерзлотных полигонов (рис. 2). Практически не встречается термоэрозионных оврагов и байджарахов, несмотря на многочисленные обнаруженные жилы льда. Полигональный рельеф читается хорошо, полигоны имеют форму правильных шестиугольников, однако ложбины между ними неглубоки, а глубина их не превышает 20 см. Такое строение рельефа обусловлено климатом острова: за небольшое количество дней с плюсовой температурой внутригрунтовый лед и мерзлота не успевает вытаивать интенсивно, поэтому главным источником денудации здесь является термоабразия клифа. Мощность сезонно-талого слоя не превышает 1 м.

Береговой уступ прямолинеен, байджарахи отсутствут. Стенка его мерзлая с поверхности, практически идеально ровная, с уклоном около 75-80$^{o}$ (рис. 3).

Разрез низкой (4-6 м) поверхности острова Белый обладает двучленным строением: на восточном берегу в нижней части 5-метрового клифа до высоты 1,5-2 м вскрываются сизые глины и алевриты, переслаиваемые оторфованными песками с флазерной, линзовидной и волнистой слоистостью (рис. 2). Характер слоистости и наличие тонких (1-4 см) прослоев торфа, чередование глинистых, алевритистых и песчаных прослоев, позволяют предположить, что это отложения мелкого моря, лагун и периодически затапливающейся литорали.

Выше по разрезу залегает толща темно-желтых эоловых песков с линзочками палеопочв длиной до 5-10 см. Она отделена от нижней, лагунно-прибрежно-морской, прослоями торфа мощностью до 10-20 см и накапливалась в континентальных условиях, после того, как остров Белый вышел из-под уровня моря.

Как верхнюю, эоловую, так и нижнюю, прибрежно-морскую, толщу секут ледяные жилы нескольких генераций. Часто более молодые ледяные жилы секут более старые. Их изотопный состав (δ18O от -16,7 до -19‰) соответствует голоценовым средних зимних температурам, что позволяет предположить, что они сформировались в течение голоцена, как и верхняя часть эоловой толщи. Заметно, что перевевание эоловых песков и погребение эмбриональных почв происходит до сих пор, поскольку на поверхности острова многочисленны надувы песка и небольшие котловины выдувания, которые сформированы современными эоловыми процессами.

Радиоуглеродное датирование торфов и палео-плавника, залегающих на границе между нижними, прибрежно-морскими и верхними, эоловыми, отложениями, дало возраст между 35 и 37 тыс. радиоуглеродных лет назад. Таким образом, можно предположить, что после этого времени уровень моря в районе острова Белого не поднимался выше 1,5-2 м.

В западной части острова, в отличие от восточной, в обрыве около 1,5 м вскрываются лишь верхние континентальные, отложения эолового происхождения, а граница между ними и нижней, прибрежно-морской, толщей расположены ниже уреза. Поскольку следы размыва на границе двух пачек отсутствуют, вероятно, подобная картина свидетельствует о том, что восточная часть Белого поднималась быстрее, чем западная.

На изученном участке полуострова Явай в районе озера Тиребято (точка 2, рис.1) выражена высокая поверхность высотой 20-25 м, значительно изрезанная термоэрозионными оврагами (рис. 5). В нее вложены немногочисленные термокарстовые озера шириной до 500 м. Речные долины обладают V-образной формой, широкая пойма отсутствует. Берег представлен термоабразионным клифом, однако, в отличие от острова Белого, здесь процессы термоденудации играют значительно большую роль. Присутствуют и единичные байджарахи.

Рис. 2. Поверхность высотой 4-6 м в восточной части острова Белого

Рис. 3. Термоабразионный клиф на восточном берегу острова Белого

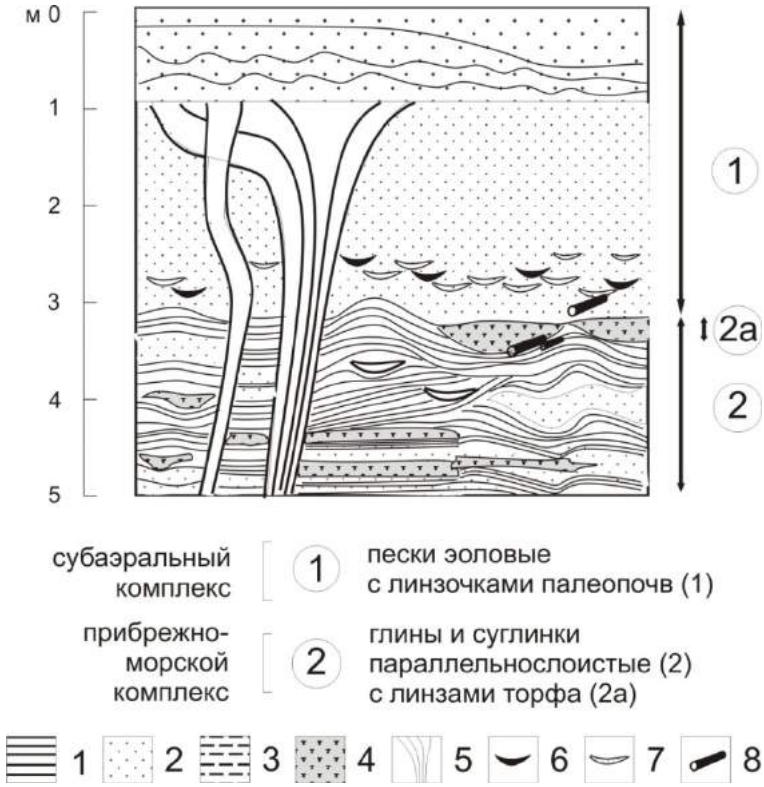



Рис. 4. Сводный разрез рыхлых отложений острова Белого. Цифрами обозначены: 1 – глины, 2- пески, 3 – алевриты, 4 – торф, 5 – ледяные жилы, 6 – линзочки гумусированного материала и палеопочв, 7 – линзы песка, 8 – древесина

Разрез рыхлых отложений, вскрывающихся в береговом уступе, в целом, схож с разрезом острова Белый. До высоты 3 - 7 м над уровнем моря залегают отложения водного генезиса, представленные фациально замещающими друг друга параллельнослоистыми сизо-серыми алевритами и хорошо отмытыми песками с флазерной слоистостью (рис. 6). Пески часто обогащены прослоями щепок и древесного детрита. По составу ионов и общей минерализации толща может быть отнесена к незасоленным или слабозасоленным. Тем не менее, обнаружены были и морские виды микробиоморф. На нее несогласно налегает толща параллельнослоистых желто-бурых супесей и мелкозернистых песков. Изредка слои нарушены псевдоморфозами по вытаявшим сингенетическим ледяным жилам и пологими сбросами. Данная толща рассматривается как континентальная; ее возможный генезис – эоловый, либо озерный. Стратиграфически выше нижней толщи водного генезиса встречаются прослои торфа, часто мощностью до 0,5-1,3 м. Результаты их радиоуглеродного датирования показали возраст от 24 до 30 тыс. радиоуглеродных лет назад. Датирование редко встречающихся веточек и остатков торфа из параллельнослоистых супесей, лежащих

выше торфов, показало возраст от 8 до 9 тыс. радиоуглеродных лет. Над этими параллельнослоистыми супесями залегают покровные отложения, представленные бурыми неявнослоистыми супесями и суглинками.

Рис. 5. Поверхность высотой 20-25 м, прорезанная термоэрозионными оврагами на полуострове Явай

Таким образом, в рельефе северной оконечности Ямала и Гыдана было обнаружено много схожих черт. Оба ключевых участка расположены на морских террасах, впоследствии переработанных эоловыми процессами. Слабая засоленность отложений нижней части видимого разреза на Явае не позволяет с уверенностью говорить о морском характере водоема; тем не менее, значительная протяженность выходов подобных прибрежных отложений заставляет предположить, что водоем был обширным, занимал всю территорию севера Ямала и Гыдана и, вероятно, имел связь с морем (судя по присутствию морских микроорганизмов). Возможность существования в позднем плейстоцене подобных значительно опресненных водоемов, связанных с морем, показывалась и для других регионов, к примеру, Лаптевоморского [1]. Выход этих поверхностей из-под уровня моря произошел, по-видимому, практически одновременно - 25-36 тыс. лет назад, что соответствует третьей ступени верхнего неоплейстоцена (каргинское время). После этого периода, когда происходило интенсивное накопление торфов, уровень моря в регионе не поднимался по крайней мере выше 1,5-2 м.

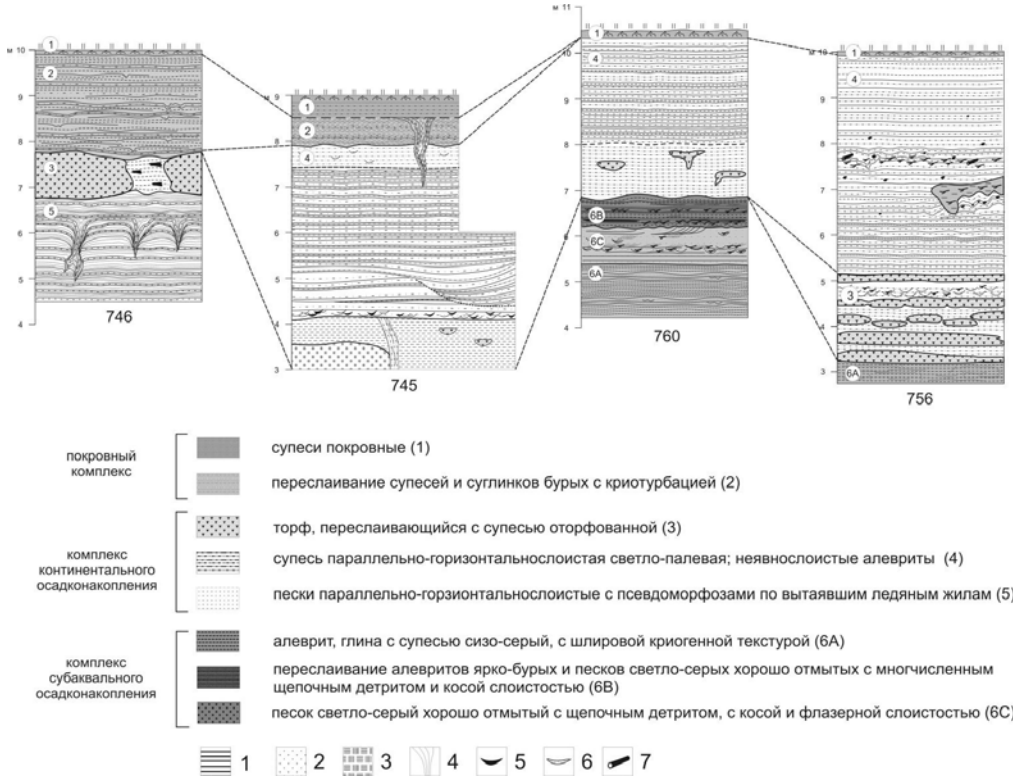



Рис. 6. Сводный разрез рыхлых отложений полуострова Явай. Цифрами обозначены: 1 – глины, 2- пески, 3 – алевриты, 4 – торф, 5 – ледяные жилы, 6 – линзочки гумусированного материала и палеопочв, 7 – линзы песка, 8 - древесина

После выхода из-под влияния моря поверхности подверглись эоловым и другим субаэральным процессам. Эоловые пески острова Белого и параллельнослоистые супеси Явая накапливались, вероятно, как в течение сартанского времени 12-15 тыс. лет назад, так и в течение голоцена. Голоценовые датировки из середины континентальной толщи полуострова Явай говорят о том, что, по-видимому, именно в течение голоцена осадконакопление было особенно интенсивным.

Литература

1. Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Гусев Е.А., Шнайдер В. Проблемы происхождения ледового комплекса пород и существования в прошлом «Земель Санникова» в море Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики, 2008, № 1(78), с. 151-160.

# НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА АСТРАХАНСКОЙ ОБЛАСТИ

*Бармин А.А., Иолин М.М., Занозин В.В.*
Астраханский государственный университет, Астрахань, Россия,
abarmin60@mail.ru, miolin76@mail.ru, vvzanozin-67@mail.ru

# SOME SPECIAL ASPECTS OF THE ASTRAKHAN REGION RELIF

*Barmin A.N. Iolin M.M. Zanozin V.V.*
Astrakhan State University, Astrakhan, Russia,
abarmin60@mail.ru, miolin76@mail.ru, vvzanozin-67@mail.ru

Рельеф Астраханской области в целом представлен низменной равниной, имеющей слабый наклон в сторону Каспийского моря. Значительная часть территории области имеет абсолютные отметки ниже уровня Мирового океана. Только северо-восток региона, прилегающий к озеру Баскунчак, поднимается над окружающим пространством на высоту около 150 м (г. Б. Богдо). По своему происхождению равнины области делятся на следующие типы: морская аккумулятивная, аллювиальная пойменно-дельтовая и эоловая. Их поверхность осложнена эрозионной деятельностью поверхностных текучих вод, реже карстообразованием и суффозией.

Аллювиальная пойменно-дельтовая равнина расположена в границах Волго-Ахтубинской долины и дельты Волги. Она сформировалась за счет накопления речных наносов – аллювия. Волго-Ахтубинская долина в пределах Астраханской области имеет ящикообразную форму и отличается хорошо развитой широкой поймой. Пойменная равнина по возрасту и особенностям рельефа делится на современную и древнюю.

Геоморфологическое строение Волго-Ахтубинской поймы показывает, что она не является однородной, а состоит из современной поймы Волги и Ахтубы, которая представлена низкой молодой и высокой зрелой поймой, и древней поймой, которая представлена четырьмя разновозрастными участками, последовательно сменяющими друг друга вниз по течению: их можно назвать пойменными генерациями. Современная пойма вытянута вдоль русел Волги и Ахтубы и имеет либо ложбинно-островной (у Волги), либо сигментно-гривистый (у Ахтубы) первичный пойменный рельеф. Древние пойменные генерации, расположенные между Волгой и Ахтубой, составляют более 80% всей площади поймы. Они выделяются по строению и рельефу [5, 6].

В рельефе дельты Волги выделяется несколько районов. Район вершины дельты Волги располагается к северу от линии Астрахань – с. Красный Яр. Его характерной чертой является повсеместное развитие пойменно-дельтовых равнин, совершенное отсутствие бэровских бугров и каких-либо образований приморско-дельтового типа. Рельеф и геологическое строение района свидетельствует о безусловном господстве в дельтообразовании пойменно- речных про-

цессов, связанных с боковой миграцией русловых водотоков и разливами полых вод. В этой обстановке сохранность предшествующего рельефа бэровских бугров, разумеется, не могла быть обеспечена – все бугры были нацело размыты блуждающими речными руслами.

В геоморфологическом отношении район является переходным от дельты к Волго-Ахтубинской пойме. Поэтому и типы рельефа, его слагающие, в основном аналогичны пойменным. Возвышаясь над меженным урезом на 3,5-4,0 м, пойменно-дельтовая равнина вершины дельты представляется довольно выположенной и в меньшей степени расчлененной речными водотоками. Приречные участки в вершинном районе дельты сохраняются лишь в виде сравнительно узких (до 500-700 м) полос вдоль берегов дельтовых водотоков. В их пределах гривистость нередко бывает выражена сравнительно отчетливо, однако колебания относительных высот в среднем достигают лишь 2,0-2,5 м. Валы и гривы сложены тонкими глинистыми песками и алевритами, нередко перемежающимися с суглинистыми иловатыми прослойками.

Обширные территории между реками Волгой и Бузаном к северу от Астрахани занимает почти совершенно плоская пойменно-дельтовая равнина, формирующаяся на месте пологогривистых участков в ходе дальнейшего накопления половодного аллювия. В ее разрезах мощность половодных отложений внутрипойменного типа, особенно в бывших межгривных понижениях, порой достигает 1,5-2,0 м. На вершинах грив она сокращается до 0,1 – 0,2 м.

Центральный район дельты Волги в отличие от ее приморской части, где явным преобладанием пользовались образования, созданные в условиях придельтового взморья и култучных заливов, характеризуется сложным сочетанием разновозрастных и генетически разнородных элементов рельефа. Здесь наряду с остатками древнего верхнехвалынского рельефа бэровских бугров и новокаспийскими култучными равнинами широко распространены гривистые и пологогривистые пойменно-дельтовые участки, созданные мигрирующими водотоками в сревнительно недавнее время. Дельтовая равнина в данном районе в среднем возвышается над меженным урезом водотоков на 2,5-3,0 м. Она не может быть признана в такой же степени выравненной, как приморская равнина, так как почти повсеместно осложняется поднятиями бэровских бугров [5, 7].

Нижняя (приморская) часть дельты располагается южнее условной линии, проходящей через селения Самосделка – Тузуклей – Зеленга – Мултаново – Сафоновка, где поверхность современной дельты приобретает облик култучно-дельтовой аллювиальной равнины, сформированной из многочисленных относительно молодых дельтовых конусов выноса. Характерной особенностью этой части дельты Волги является наличие густой сети водотоков веерной формы, незначительная высота поверхности дельты над меженным руслом (0,5-2м), близкое залегание грунтовых вод и избыточная увлажненность поверхности. Выносы дельтовых рукавов и проток накапливаются вблизи их устьев, образуя на акватории авандельты выдвигающиеся в море косы и осередки устьевых баров. Искусственное углубление баровых бороздин и ограждение их с обеих сто-

рон отвалами грунта, которые постепенно закрепляются растительностью, приводят к обособлению этих участков авандельты от окружающего водного пространства и превращению их в своеобразные продолжения дельтовых водотоков – банки, концентрирующих большую часть стока Волги на устьевом взморье. Водные пространства, разделяющие банки, превращаются в мелководные заливы – култуки, постепенно зарастающие водной растительностью и заиливающиеся [6, 7].

Морская аккумулятивная равнина, расположенная на севере области по обе стороны от Волго-Ахтубинской долины, имеет вид плоской низменности, сложенной суглинками и слабопокатой к югу. Абсолютная высота поверхности колеблется от 50-40 м на севере до 5-0 м у ее южной окраины. Местами поверхность слабо повышается, представляя систему широких увалообразных плоских бугров. В северо-западной и западной части поверхность слабоволнистая, расчлененная системой неглубоких сухих ложбин, шириной 0,5 – 1 км, протягивающихся к юго-востоку.

Ложбины, пересекая равнину Прикаспия, имеют чрезвычайно малое падение, равное 0,15 – 0,12 м на километр. Продольный профиль их не выработан. Плоское днище представляет чередование глубоких и более мелких участков, с амплитудой колебания высот до 1,5 м. По дну некоторых наиболее глубоких ложбин проложено сухое русло, шириной в 1,0 – 2,5 м, врезанное в дно на 0,5 – 0,75 м. Оно сильно меандрирует, представляя резкий контраст с прямолинейной ложбиной [3].

У села Зубовка у обрыва правого берега Волги к надпойменной террасе начинается система ложбин, которая тянется на юг в меридиональном направлении. Она использует понижение, ограниченное системой возвышенностей. Среди пучка ложбин выделяется одна ложбина, крупнее остальных – Кривая Лука, с которой постепенно сливаются серии ложбин более мелких.

Однообразие рельефа плоских равнин скрашивается многочисленными формами микрорельефа – блюдцеобразными западинами и холмиками «сурчин». Микрорельеф западинного характера представляет собой типичное явление для нижнехвалынских морских аккумулятивных равнин, как на правобережной, так и в заволжской частях Северного Прикаспия. Понижения микрозападин обычно имеют округлую или овальную форму и не превышают в диаметре 30-50 м. Лишь в редких случаях их поперечник достигает 100 м. Глубина западин измеряется величинами порядка 0,3-0,5 м. На сером фоне плоской равнины микрозападины выдают себя более сочно лугово-степной растительностью и темноцветными лугово-каштановыми почвами [2].

Южнее широты с. Никольское начинается супесчаная и песчаная морская и дельтово-морская позднехвалынская равнина. Абсолютные отметки снижаются от 0 – 5 м на севере до – 18 м на юге. В восточной части ясно выражены следы древнедельтового рельефа (волжское ветвление) – веера и пучки пологих, неглубоких ложбин, частично сопряженных с бэровскими буграми. Последние

имеют преимущественно юго-западное простирание, но вблизи Волги – субширотное.

Песчаные поверхности, особенно в юго-восточной части, значительно перевеяны (бугристо-барханные пески, много котловин выдувания). Встречаются плоскодонные депрессии разной формы типа падин, глубиной 1-2 м и протяженностью 0,2 – 1,5 м, возможно, эрозионного происхождения. Поверхность равнины сложена позднехвалынскими морскими и аллювиально-морскими песками и супесями, залегающими на хвалынских песчано-глинистых отложениях.

К югу данный рельеф сменяется грядово-волнистой и бугристо-барханной перевеянной эоловой равниной с абсолютными отметками, снижающимися от 0 до – 21 м. Плоскоравнинные участки, разделяющие перевеянные массивы и гряды, относительно невелики и встречаются главным образом в западной части равнины. Гряды разрозненные, пологие и невысокие (2 – 4 м), вытянуты в юго-восточном направлении, нередко замаскированы перевеянными песками. Равнина сложена тонкозернистыми морскими и дельтово-морскими песками позднехвалынского возраста, местами супесями, на юге – легкими суглинками [3].

Юго-западная часть Астраханской области занята ильменно-бугровой равниной. Ее рельеф представлен бэровскими буграми и межбугровыми понижениями. Бэровские бугры имеют линейно-кулисное расположение, простираясь своими длинными осями в широтном направлении. Высота бугров относительно соседних межбугровых понижений равна в среднем 10-12 м, а отдельные бугры достигают 20-22 м. Длина бугров от 1 до 3-5 км, реже 7-8 км. Ширина бугров колеблется от 200 до 600 м, в среднем 300-400 м. Ширина межбугровых понижений варьирует очень сильно. Бугры обычно асимметричны, с пологим южным и более крутым северным склоном. Крутизна северных склонов у некоторых бугров достигает 10-12°. Бугры асимметричны и по продольной оси, с несколько более крутым восточным и пологим западным склоном. Наивысшая точка на гребне бугра обычно расположена ближе к его восточному краю и лишь изредка в средней части бугра. Склоны бугров очень плавно, без перегибов, переходят в плоские или слегка вогнутые днища межбугровых понижений.

Четкость и резкая очерченность бугров утрачивается в западной части равнины, где бугры становятся ниже, а мегбугровые понижения сильно расширяются, а также в тех местах, где бэровские бугры и межбугровые понижения подверглись интенсивному воздействию эоловых процессов в новокаспийское время. В последнем случае формируется мелкобугристый рельеф, через который в одних местах более, в других менее четко, как бы "просвечивает" рельеф бэровских бугров. Перевеянные пески иногда образуют сплошные перемычки от конца одного бугра к концу другого, соединяя, таким образом, отдельные бугры в единую гряду. Наибольшее скопление песков всегда наблюдается на северных склонах бугров. Это объясняется действием господствующих в Западном Прикаспии в жаркое и сухое время года восточно-юго-восточных ветров [1, 2].

Своеобразный рельеф сформировался на северо-востоке области, в окрестностях оз. Баскунчак и г.Большое Богдо. Морская аккумулятивная равнина приподнята здесь на высоту 20-30 метров над окружающими пространствами. В результате ее поверхность испытывает мощное воздействие поверхностных текучих вод. Склоны г. Большое Богдо осложнены ложбинами стока, которые при впадении в оз. Баскунчак образуют своеобразные формы рельефа – конусы выноса. Они сложены материалом, выносимым водными потоками по ложбинам в озеро. Красно-коричневые конусы отчетливо проявляются на белом фоне побережья, покрытого коркой соли. Близкое залегание и даже выход на дневную поверхность в этом районе гипса привело к формированию здесь таких форм карстового рельефа, как карстовые пещеры, воронки [4].

Литература

1. Волынкин И.Н. Морфологическая структура ландшафтов Северного Прикаспия // Проблемы физической географии Северо-Восточного Кавказа и сопредельных территорий. Грозный: Изд-во ЧИГУ, 1983. С. 49-71.

2. Генетические типы и формы рельефа // Труды Прикаспийской экспедиции. М.: Изд-во МГУ, 1958. С. 114-233.

3. Доскач А.Г. Природное районирование Прикаспийской пустыни. М.: Наука, 1979. 142 с.

4. Занозин В.В. Морфологическая структура ландшафтов Астраханской области как основа развития рекреационной деятельности // Южно-Российский вестник геологии, географии и глобальной энергии. Астрахань: Изд-во Астраханского гос. пед. ун-та, 2003. № 2. С. 51-54.

5. Коротаев В.Н. Чернов А.В. Формирование Волго-Ахтубинской поймы и палеодельт р.Волги в позднем плейстоцене и голоцене // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во Моск.ун-та, 2001. вып. 13. 120с.

6. Нижняя Волга: геоморфология, палеогеография и русловая морфодинамика / под ред. Г.И. Рычагова, В.Н. Коротаева. М.: ГЕОС, 2002. 242 с.

7. Николаев В.А. Геологическая история, рельеф и аллювиальные отложения // Природа и сельское хозяйство Волго-Ахтубинской долины и дельты Волги. М.: Изд-во МГУ, 1962. С. 11-57.

# ЭОЛОВЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ В АГРОЛАНДШАФТАХ ПОДТАЙГИ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

*Батманова А.С., Евсеева Н.С., Каширо М.А., Квасникова З.Н.*
Национальный исследовательский Томский государственный университет,
Томск, Россия, geography@ggf.tsu.ru

# AEOLIAN MORPHOLITHOGENESIS IN AGROLANDSCAPES OF THE SUB-BOREAL FOREST ZONE IN THE SOUTHEAST PART OF THE WEST SIBERIAN PLAIN

*Batmanova A.S., Evseyeva N.S., Kashiro M.A., Kvasnikova Z.N.*
National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia, geography@ggf.tsu.ru

Лесную зону юго-востока Западно-Сибирской равнины исследователи относят обычно либо к неопасным в отношении развития эоловых процессов [1], либо к зоне накопления эолового материала [2]. Данные выводы справедливы для естественных ландшафтов зоны подтайги и тайги. Хозяйственная деятельность человека вносит коррективы в ход развития природных процессов: часто происходит развитие процессов рельефообразования, ранее малохарактерных для региона. Так, вырубка лесов, распашка земель, строительство различных коммуникаций и др. в зоне подтайги привели к активизации эоловых процессов, наиболее интенсивно они развиваются на пашне.

В течение 1988-2015 гг. сотрудниками кафедры географии Томского государственного университета проводятся полевые исследования эоловых процессов в агроландшафтах юга Томской области на ряде ключевых участков. За годы наблюдений установлено, что природные условия агроландшафтов благоприятны для развития эоловых процессов: с поверхности развиты покровные отложения – лессовидные суглинки, супеси, обладающие высоким содержанием пылеватых частиц. Покровные отложения являются почвообразующими. К.С. Кальянов (1976), отмечал, что наибольшими потенциальными возможностями проявления ветровой эрозии обладают регионы, в четвертичных отложениях которых имеются лессы, лессовидные суглинки, пески.

Мезо-и-микрорельеф пашни представлен балками, ложбинами, потяжинами, депрессиями. Относительные превышения в пределах пашни изменяются от 0,5-1,0 м до 10-15 м. Мезорельеф создает ветроударные склоны, а микрорельеф влияет на турбулентное трение, на формирование почвоветрового потока, а тем самым и на проявление дефляции.

Для исследуемой территории со среднегодовыми скоростями ветра 3-6 м/с, повторяемость скорости ветра 6 м/с и более, составляет 57 % [3-5]. В развитии эоловых процессов на исследуемой территории большое значение имеют сильные или бурные ветры (≥ 15 м/с), а также порывистость ветра, шквалы, штормы. Бурные ветры – наиболее часто повторяющиеся явления погоды на юго-востоке

Западно-Сибирской равнины, в том числе и Томской области. Количество случаев бурных ветров за последние 30-35 лет увеличились по сравнению с 1960-1980 гг. примерно на 30 %. Повторяемость бурь имеет два максимума – весной и осенью. Ветер региона характеризуется порывистостью (до 55 дней), скорость ветра при порывах достигает 20-24 м/с. В последние десятилетия увеличивается повторяемость штормов, ураганных ветров, когда скорость ветра достигает 25-34 м/с. Один раз в 6-10 лет здесь возможно возникновение смерчей.

В агропроизводство вовлечены в основном серые лесные суглинистые почвы, их подтипы, дерново-подзолистые почвы и др. Почвы обладают высокой распыленностью и уязвимы к сильным ветрам. В исследуемом районе содержание частиц мельче 1 мм достигает 90 %. Противодефляционная устойчивость верхних горизонтов почв (0-20 см), рассчитанная нами по методике Г.А. Ларионова (1991) не велика и варьирует от 0 до 57. Эоловые процессы в агроландшафтах проявляются практически круглый год, но с разной интенсивностью. Наиболее изучены данные процессы в холодный период года во время залегания снежного покрова (октябрь-апрель). Ежегодные площадные снегосъемки в микромасштабе (замеры снега через 5-20 м в зависимости от микрорельефа пашни) показали, что в снежной толще накапливается до 5 прослоек загрязненного снега (табл. 1).

*Таблица 1*

*Примеры интенсивности аккумуляции эолового материала на южных склонах пашни и в кедровом лесу*

| Год, время накопления | Количество прослоек загрязненного снега в шурфах | Интенсивность аккумуляции, г/м$^2$ | |
|---|---|---|---|
| | | Пашня | Кедровый лес |
| 1990 | 1-5 | до 512,0 | - |
| 2007 | 0-1 | до 45,0 | до 13,9 |
| 2008 | 0-1 | до 83,0 | до 18,8 |
| 2009 | 1-3 | до 220,0 | до 83,8 |
| 2010 | 0 | до 42,0 | до 24,6 |
| 2012 | 0-1 | местами до 1000 | до 6,6 |
| 2013 | 0-1 | 1,0 | - |
| 2015 | 0-1 | 48,0-336,0 | до 12,0 |

Мощность загрязненных прослоек снега изменялось от 3-5 мм до 12-15 см, а диаметр почвенных комочков достигает 2 мм, но чаще мельче. Очагами дефляции на пашне в холодный период года являются наветренные склоны пашни, с которых ветер периодически сдувает снег.

В составе эоловых отложений в снегу преобладают фракции пыли – от 46 до 83,5%, содержание гумуса в пробах изменяется от 2,2 % до 5,1 %; они имеют тесную генетическую связь с почвами исследуемого региона. Сравнительный

анализ накопления эолового наноса в снежной толще в кедровом лесу показывает, что в последнем накапливается незначительное количество наноса.

Для эоловых процессов характерна цикличность проявления (рис. 1), изменяющаяся от 1 до 5-6 лет, что объясняется особенностями глобальной циркуляции атмосферы, проявляющихся в различных метеорологических характеристиках, а также региональными синоптическими процессами и проявлениями солнечной активности.

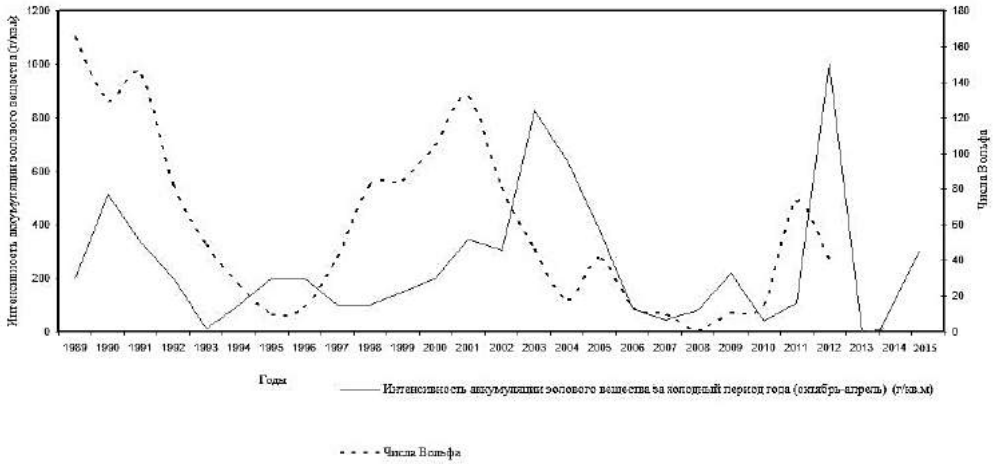



Рис. 1. Сопоставление цикличности проявления солнечной активности и интенсивности аккумуляции эолового материала на пашне Томь-Яйского междуречья [по 6, с изменениями].

Дефляция и аккумуляция почв активны и во время снеготаяния, когда возвышенные участки пашни, а также склоны южной экспозиции, освободившись от снега, становятся очагами дефляции. В марте-апреле в годы с интенсивным проявлением эоловых процессов поверхность снега бывает покрыта на 70-90 % эоловым наносом (рис. 2, А). Толщина наноса в эоловой ряби на снегу в такие годы достигает 13-30 мм (рис. 2, Б). После бурь за сутки на снегу местами накапливается до 236 г/м$^2$ почвенных частиц. Сильные ветры дефлируют почву и после схода снега (май-июнь), когда пашня слабо или не защищена растительностью, но на данное время интенсивность этого процесса изучена слабо.

Дефляция почв на пашне проявляется неравномерно, в виде очагов, а аккумуляция происходит в понижениях рельефа, в лесополосах, у кромок леса и т.д. Авторами определены скорости аккумуляции эоловых наносов в лесополосе на склоне пашни южной экспозиции за 1960-е годы XX в – 2015 гг. Для определения скоростей седиментации в лесополосе (длиной 450 м) были заложены четыре поперечных почвенно-геоморфологических профиля. Выявлено, что толщина эолового наноса в лесополосе изменяется от 14 до 53 см, а скорость накопления варьирует от 4,3-4,8 мм/год, что объясняется шириной лесополосы, густо-

той древостоя, наличием прогалин. Содержание гумуса в эоловых отложениях лесополосы достигает 9,4 % и превышает таковые на пашне (1,6 %-6, 8%).

А Б

Рис. 2. Интенсивность проявления эоловой аккумуляции на пашне юго-востока Томской области (фото З.Н. Квасниковой, 2015 г.)

Эоловый морфолитогенез в агроландшафтах зоны подтайги есть и оказывает влияние на рельеф и почвы. Наветренные склоны становятся круче, а депрессии постепенно заполняются эоловыми наносами, в лесополосах формируются валы высотой до 30-50 см. Из почв пашни выносятся гумус, макро-и микроэлементы. Эоловые процессы оказывают влияние и на механический состав суглинистых почв пашни, например: в верхнем горизонте почв лесополосы (0-20 см) присутствует значительное количество мелкого песка – до 48,8 %, что в 2-3 раза больше, чем в почвах пашни.

Литература

1. Белоцерковский М.Ю., Кирюхина З.П., Ларионов Г.А. Опыт количественной оценки эрозионно-и дефляционноопасных земель бассейнов Оби и Иртыша при разработке схемы комплексного использования природных ресурсов // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1984. № 5. С. 3–9.

2. Сажин А.Н., Васильев Ю.И. Географические закономерности современной дефляции в степях Восточной Европы и Западной Сибири // Геоморфология. 2003. № 1. С. 79–82.

3. Ананова П.Г., Зяблицкая К.Н. Сильный ветер в районе г. Томска // Контроль окружающей среды и климата «КОСК-2010»: Мат-лы VII Всеросс. симпозиума, Томск, 5-7 июля 2010. Томск: Аграф-Пресс, 2010. С 202–204.

4. Слуцкий В.И. Ветроэнергетические ресурсы // Кадастр возможностей /под ред. Б.В. Лукутина. Томск: Изд-во НТЛ, 2002. 280 с.

5. Трифонова Л.И. Климат // География Томской области. Томск, 1988. С. 42–76.

6. Евсеева Н.С., Квасникова З.Н. Интенсивность и цикличность проявления эоловых процессов в агроландшафтах зоны подтайги бассейна Нижней Томи (Западная Сибирь) // Вестник Том. гос. ун-та. 2015. № 397. С. 233–239.

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА В ПОСЛЕДНИЕ 7400 ЛЕТ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С КОЛЕБАНИЯМИ УРОВНЯ ЧЕРНОГО МОРЯ[4]

*Болиховская Н.С.* *, *Кайтамба М.Д.* **, *Фаустов С.С.* *
*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, nbolikh@geogr.msu.ru, faustovs@rambler.ru
**Абхазский государственный университет, Сухуми, Абхазия, lanak@mail.ru

## THE MAIN STAGES OF CLIMATE AND ENVIRONMENT CHANGES ON THE TAMAN PENINSULA DURING THE LAST 7.4 CAL. KA AND THEIR CORRELATION WITH RAPID BLACK SEA LEVEL FLUCTUATIONS

*Bolikhovskaya N.S.**, *Kaitamba M.D.***, *Faustov S.S.**
* Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, nbolikh@geogr.msu.ru, faustovs@rambler.ru
** State University of Abkhazia, Sukhumi, Abkhazia, lanak@mail.ru

Изучение истории развития побережий и водных бассейнов южных морей Восточно-Европейской равнины в голоцене насчитывает многие десятилетия. По результатам геолого-геоморфологических, палеонтологических (в основном малакофаунистических), геоархеологических, историко-архивных исследований и данным абсолютного датирования создано большое число региональных и межрегиональных палеогеографических схем. В ряде работ последних 10-20 лет дается их конструктивный анализ и предложены новые или обновленные кривые колебания уровня Азово-Черноморского бассейна в голоцене [1, 2, 7, 9, 13 и др.]. Основные разногласия касаются выводов об амплитуде, иерархии и хронологических рамках трансгрессивных и регрессивных фаз колебания уровня моря в период перехода от позднеледниковья к послеледниковью и на протяжении современной межледниковой эпохи. Решению дискуссионных вопросов могут способствовать реконструкции наиболее полных летописей палеоклиматических событий, выполненные по данным детального палинологического анализа и радиоуглеродного ($^{14}C$) датирования голоценовых отложений северо-

[4] Данная статья является вкладом в проект № 18110 Российского Географического Общества

восточного Причерноморья, в частности, разрезов Таманского полуострова и донных колонок Азовского моря [3, 5, 10, 14].

На территории Таманского полуострова результаты подробного палинологического анализа получены нами для разрезов голоценовых отложений, вскрытых шестью скважинами, пробуренными в разных частях черноморской дельты Кубани (рисунок) [4]. Изученные голоценовые разрезы представлены сериями датированных $^{14}$C методом лиманных, аллювиальных, озерно-болотных и субаэральных осадков, сформировавшихся в ходе развития дельтовой зоны [6]. Основу реконструированной летописи палеоклиматических событий составляют палинологические данные 12-метровой толщи осадков из скважины № 1-98, заложенной во внутренней части дельты вблизи разветвления азовского и черноморского русел Кубани. В основании изученной толщи залегает горизонт торфа, верхняя часть которого имеет возраст 6908–6640 календарных лет назад (5940±50 $^{14}$C л. н.). Полученные данные позволили подробно охарактеризовать 14 этапов развития растительности и климата среднего и позднего голоцена вплоть до 900–830/730 кал. л. н. (1000–800 $^{14}$C л. н.). Эти реконструкции подтверждены результатами палинологического анализа осадков из скважин № 6 и 2. В скважине 6-99 (вблизи восточного края Кизилташского лимана) представлена 11-метровая толща, близкая по возрасту и литолого-фациальному составу голоценовой серии центральной части дельты. Осадки ее средней части имеют $^{14}$C датировки в интервале 4330±90 – 2300±100 л. н. (от 4490–4730 до 1790–2050 кал. л. н.). В скважине №2, пробуренной на Бугазской пересыпи, проанализированы отложения мористой части дельты. Спорово-пыльцевыми данными охарактеризованы вскрытые здесь лагунные отложения, накапливавшиеся в интервале $^{14}$C дат от 3 до 1,5 тыс. л. н. Палинологические и геохронологические материалы получены по разрезам еще трех скважин. Наиболее значимую палеогеографическую информацию представляют палинологические записи и $^{14}$C датировки осадков из скважин №3-11 и 12-09. В скважине 3-11 палинологическими данными охарактеризован интервал примерно от 5 до 2 тыс. л. н. (от 5100–5200 до 2340–2470 кал. л. н.). По спорово-пыльцевым спектрам верхней части отложений скважины 12-09, датируемых интервалом примерно от ~ 800 до 400 кал. л. н. реконструированы самые поздние из изученных фаз в развитии растительности и климата субатлантического периода голоцена.

Таким образом, по результатам детального палинологического анализа и радиоуглеродного датирования наиболее информативных разрезов черноморской дельты Кубани реконструированы смены зональных типов растительности и трансформации зональных и интразональных растительных формаций в ландшафтах Таманского п-ова, происходившие под влиянием глобальных и региональных климатических колебаний и изменений эдафических условий. Установлена специфика природных изменений и охарактеризованы ландшафтно-климатические перестройки в интервале от ~ 7400 до 400 кал. л. н., отражающие 17 фаз в развитии климата и растительности среднего и позднего голоцена [4].

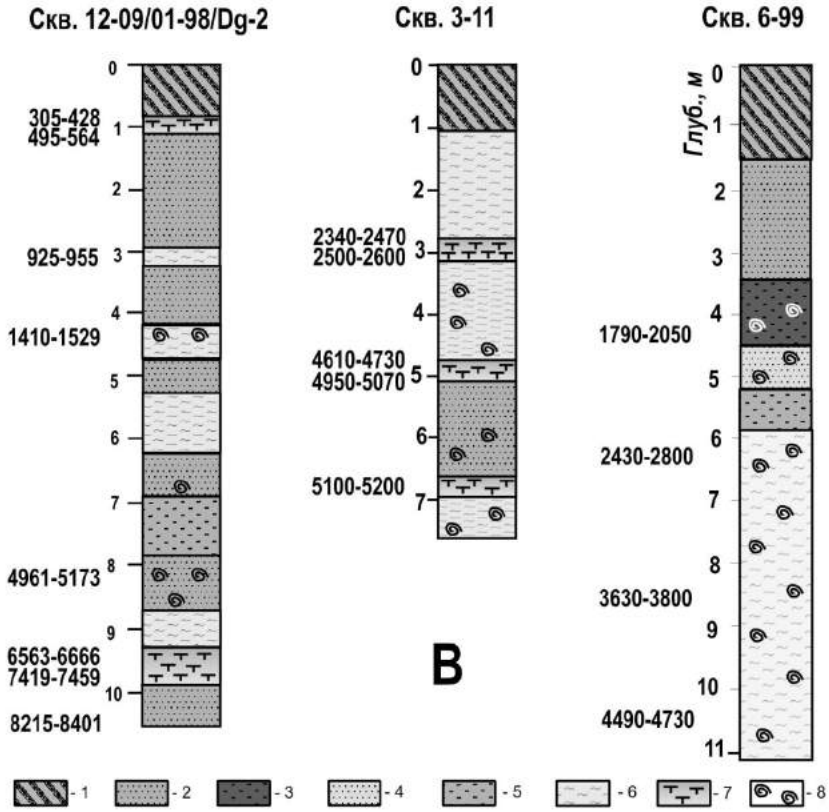



Схема положения изученных разрезов на Таманском п-ове (А), литология и $^{14}C$ датировки отложений (В)

1. Опесчаненные суглинки с прослоями органики; 2. Алевритовые пески; 3. Алевритовые пески серой, тёмно-серой окраски; 4. Песок алевритовый, мелкозернистый с раковинным детритом; 5. Алевриты илистые, серые, однородные; 6. Илы алевритовые светло-серые, обогащенные раковинным материалом; 7. Илы озёрно-дельтовые, оторфованные; 8. Раковинный материал.

В работах, посвященных голоценовой истории разных районов Азово-Черноморского бассейна, многими авторами рассматриваются палеогеографические обстановки этапов его трансгрессивного и регрессивного развития, часто проиллюстрированные кривыми колебания уровня моря [1, 2, 6, 7, 8, 9, 12, 13].

В изученном нами интервале голоценовой истории Черного моря большинством исследователей в пределах последних ~ 7.4 тысяч лет выделяются три относительно продолжительные трансгрессивные фазы (стадии), осложненные колебаниями более низкого порядка, и три-четыре более кратковременные регрессивные фазы. Приводятся данные по их абсолютному ($^{14}$C конвенциальному и календарному) возрасту. Например, R.E. Martin и V. Yanko-Hombach (2011), исходя из анализа собственных и литературных данных, указывают следующую последовательность и продолжительность этих фаз: понтийская регрессия (~ 7.2–7.0 тыс. кал. л. н.), каламитская трансгрессия (~ 7.0–6.4 тыс. кал. л. н.), эгрисская регрессия (~ 6.4–6.2 тыс. кал. л. н.), джеметинская трансгрессия (~ 5.8–2.8 тыс. кал. л. н.), фанагорийская регрессия (~ 2.8–2.4 тыс. кал. л. н.), нимфейская трансгрессия (~ 2.2–1.6 тыс. кал. л. н.), корсунская регрессия (~ 1.6–1.2 тыс. кал. л. н.), современная трансгрессия (0.6 тыс. кал. л. н. – настоящее время). А.Л. Чепалыга (2002) между каламитской тренсгрессией (~ 6.0–3.8 $^{14}$C тыс. л. н.) и джеметинской трансгрессией (~ 4.0–2.55 $^{14}$C тыс. л. н.) выделяет хаджибейскую регрессию (в интервале ~ 4.3–4.1 $^{14}$C тыс. л. н.).

Согласно полученным нами данным, на территории южной половины Таманского п-ова и прилегающего района нижней Кубани в течение большей части реконструированного периода голоцена (~ 7400 последних календарных лет) были развиты степные и лесостепные ландшафты. Наиболее теплыми и сухими условиями характеризовались фазы с господством злаковых, разнотравно-злаковых и марево-полынных степей в интервалах ~ 4100–3950 $^{14}$C л. н. (~ 4660–4400 кал. л. н.), 3500–3200 $^{14}$C л. н. (3780–3430 кал. л. н.), 2800–2500 $^{14}$C л. н. (2910–2590 кал. л. н.), 1650–1300 $^{14}$C л. н. (1540–1230 кал. л. н.) и 1000–900/800 $^{14}$C л. н. (900–830/730 кал. л. н.). Максимумы увлажненности (гумидизации климата) в изученном периоде времени зафиксированы в трех интервалах 4500–4300 $^{14}$C л. н. (5160–4900 кал. л. н.), 3950–3500 $^{14}$C л. н. (4400–3780 кал. л. н.) и 2300–1650 $^{14}$C л. н. (2380–1540 кал. л. н.), во время которых на исследуемой территории доминировали широколиственные (преимущественно буково-дубово-грабовые) леса. Именно эти интервалы голоцена, на наш взгляд, отвечают максимумам, соответственно, каламитской, джеметинской и нимфейской трансгрессий Черного моря.

В целом, полученная запись палеоклиматических событий, представляющая собой закономерную последовательность этапов изменения природной среды, их хронологию и характеристики ландшафтно-климатических особенностей, легла в основу предложенной Н.С. Болиховской [11] палино-климато-хроностратиграфической версии интерпретации климатообусловленных колебаний уровня Черного моря в последние ~ 7.4 тысяч календарных лет. Исходя из характеристик климата и природно-зональной принадлежности доминирую-

щих растительных сообществ каждого из 17 реконструированных этапов развития природной среды Таманского п-ова, полученная палинологическая запись палеоклиматических событий с наибольшей уверенностью подтверждает вывод о шести трансгрессивных и семи регрессивных колебаниях уровня моря разного ранга на протяжении последних ~ 7.4 тысяч календарных лет.

К шести этапам трансгрессивного режима уровня моря в этой схеме могут быть отнесены один этап относительно прохладного и влажного климата (~ 3430–2910 кал. л. н.) и пять этапов относительно теплого и влажного климата. К последним относятся: этап в интервале ~ 6730–4660 кал. л. н. (отвечает, скорее всего, каламитской трансгрессивной фазе), этап ~ 4400–3780 кал. л. н. (предположительно, соответствует максимуму джеметинской трансгрессивной фазы), период ~ 2280–1540 кал. л. н. (сопоставляется с нимфейской трансгрессивной фазой) и два этапа, датируемые интервалами ~1230–900 и ~ 830/730–580 кал. л. н.

К семи этапам регрессивного режима уровня моря в нашей летописи палеоклиматических событий с наибольшей вероятностью относятся четыре периода относительно теплого и сухого климата: период ~ 7400–6700 кал. л. н. (возможно, отвечает понтийской регрессии схемы Martin, Yanko-Hombach [13]), период ~ 3780–3430 кал. л. н., период ~ 2910–2280 кал. л. н. (соответствует фанагорийской регрессии многих схем) и аридный период ~ 900–830/730 кал. л. н., а также три периода сухого и относительно холодного или прохладного климата: интервал ~ 4660–4400 кал. л. н. (вероятно, отвечает хаджибейской регрессии схемы А.Л. Чепалыги [9]), интервал ~ 1540–1230 кал. л. н., коррелируемый с корсунской регрессией, и интервал ~ 580–305/440 кал. л. н., который относится ко времени Малого ледникового периода.

Литература

1. Балабанов И.П. Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа. М.: Владивосток «Дальнаука», 2009. 352 с.

2. Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Изменение уровенного и гидрохимического режима Черного и Азовского морей за последние 20 тыс. лет // Водные ресурсы, 1988, № 6. С. 54–62.

3. Болиховская Н.С., Горлов Ю.В., Кайтамба М.Д., Поротов А.В., Парунин О.Б., Фуаш Э. Изменения ландшафтно-климатических условий Таманского полуострова на протяжении последних 6 тысяч лет // Проблемы истории, филологии, культуры. Москва-Магнитогорск: ИА РАН, 2002. Вып. XII. С. 257–271.

4. Болиховская Н.С., Поротов А.В., Кайтамба М.Д., Фаустов С.С. Развитие природной среды и климата на территории Черноморской дельты Кубани в последние 7 тысяч лет // Вестник МГУ. Серия География. 2014. №1. С. 64–74.

5. Красноруцкая К.В., Новенко Е.Ю. Ландшафтно-климатические реконструкции Приазовья в позднем голоцене на основе палинологических данных отложений Азовского моря // Проблемы современной палинологии. Мат-лы XIII Российской палинологической конференции (Сыктывкар, 5–8 сентября 2011 г.). Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2011. Т. 2. С. 119–123.

6. Поротов А.В. Изменение уровня Черного моря на основе геоархеологических индикаторов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2013. № 1. С. 76–82.

7. Свиточ А.А. Общая палеогеография. История внутриконтинентальных морей юга России и сопредельных территорий (Избранные труды, т. 2). М.: Географический факультет МГУ, 2012. 608 с.

8. Федоров П.В., Скиба Л.А. 1960. Колебания уровней Черного и Каспийского морей в голоцене. Известия АН СССР, серия географическая, №4, с. 24–34.

9. Чепалыга А.Л. Глава 11. Черное море // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. М.: ГЕОС, 2002. С. 170–182.

10. Bolikhovskaya N., Kaitamba M., Porotov A., Fouache E. Chapter 17. Environmental changes of the Northeastern Black Sea's coastal region during the Middle and Late Holocene. In: E.M. Scott et al. (eds.). Impact of the Environment on Human Migration in Eurasia. 2004. Dordrech: Kluwer Academic Publishers, P. 209–223.

11. Bolikhovskaya N.S., Porotov A.V., Richards K., Kaitamba M.D., Faustov S.S., Korotaev V.N. Detailed reconstructions of Holocene climate and environment changes in the Taman Peninsula (Kuban River delta region) and their correlation with rapid sea-level fluctuations of the Black Sea // Quaternary International, 2016 (в печати).

12. Filipova-Marinova, M., 2007. Archaeological and paleontological evidence of climate dynamics, sea-level change, and coastline migration in the Bulgarian sector of the circum-Pontic region. In Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Panin, N., and Dolukhanov, P. (eds.). The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement: Dordrecht, The Netherlands, Springer, 453–481.

13. Martin R.E., Yanko-Hombach V. Rapid Holocene sea-level and climate change in the Black Sea: An evaluation of the Balabanov sea-level curve. In: Buynevich, I.V., Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Martin, R.E. (Eds.), Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis GSA Special Papers 473. 2011. Geological Society of America, Boulder. P. 51–58.

14. Matishov G.G., Kovaleva G.V., Novenko E.Yu., Krasnorutskaya K.V., Polshin V.V. 2013. Paleogeography of the Sea of Azov region in the Late Holocene (reconstruction by diatom and pollen data from marine sediments). Quaternary International, 284, 123–134.

# ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ТРАССЕ ЧАРА-ЧИНА[5]

*Борсукова О.В., *Сергеев Д.О., Чеснокова И.В.*
Институт водных проблем РАН, Москва, Россия, ichesn@rambler.ru
*Институт геоэкологии им. Сергеева РАН, Москва, Россия, sergueevdo@mail.ru

# GEOMORPHOLOGICAL AND PERMAFROST STUDY ON CHARA-CHINA RAILWAY

*Borsukova O., *Sergeev D., Chesnokova I.*
Institute of Water Problems RAS, Moscow, Russia, ichesn@rambler.ru
*Institute of Environmental Geoscience RAS, Moscow, Russia, sergueevdo@mail.ru

Железнодорожный путь от ст. Новая Чара до ст. Чина располагается на территории Каларского района на севере Читинской области и был построен в 2001 году с целью выбора промышленных площадок для строительства Чинейского медного ГОКа.

Район, где проходит трасса, следует охарактеризовать как очень сложный для строительства транспортных коммуникаций. Наличие в районе строительства вечномерзлых грунтов, крутой рельеф местности и повышенная сейсмичность предопределили необходимость применения при трассировании кривых минимального радиуса и максимально-допустимых продольных уклонов [3]. На начальном участке трассы, где залегают вечномерзлые просадочные грунты, земляное полотно проектируется в виде насыпки высотой не менее 1.5 м. Отметка бровки земляного полотна назначается с учетом возможной осадки основания насыпи. На косогорных участках земляное полотно проектируется в виде выемок и полок, врезанных в косогор, с верховой стороны устраивается уширенный кювет, вдоль земляного полотна устраиваются нагорные и водоотводные канавы, по которым поверхностные воды направляются к искусственным сооружениям.

Трасса подъездного ж/д пути проходит долинным ходом вдоль реки Нижний Ингамакит, поднимается на водораздельный участок, а затем опускается в долину реки Чина. Трасса пересекает горно-таежный район Северного Забайкалья в восточной части Станового нагорья, рельеф которого характеризуется чередованием массивных горных хребтов и широких межгорных котловин. Долинная сеть представлена как эрозионными долинами, так и долинами-трогами. Склоны покрыты главным образом курумами [1]. Эрозионные процессы не характерны для описываемой территории вследствие широкого распространения здесь многолетнемерзлых пород и проявлений линейной эрозии здесь практически не наблюдается.

[5] Работа выполняется при поддержке гранта РФФИ, проект 16-05-00200

Широко развиты гольцовые (нагорные) террасы. Зрелые нагорные террасы встречаются на отметках 1800-1900 м. Их ширина изменяется от нескольких десятков метров до несколько сотен метров, они отличаются достаточно ровной поверхностью и повсеместным развитием солифлюкционных процессов. На нагорных террасах, образованных на склонах, сложенных гранитными породами, солифлюкции не проявляется [5]. Она наблюдается преимущественно на высоте выше 1700 м при наличии рыхлых отложений щебнистого суглинка или супеси. В гольцовом поясе преобладает медленная солифлюкция, формирующая языки и потоки. Иногда на их поверхности наблюдаются оплывшие пятна-медальоны, которые образуются при промерзании сезонно талого слоя. Хорошо прослеживается солифлюкция на левом более пологом верхнем склоне р. Нирунгнакан.

Среди экзогенных физико-геологических процессов и явлений, наиболее ущербообразующими являются гравитационные и геокриологические. Строение горных склонов определяет развитие осыпей, обвалов, каменных и снежных лавин. Склоны изрезаны глубокими эрозионно-денудационными желобами, по которым движутся лавины и дождевые потоки. Летом при выпадении большого количества осадков возможно прохождение селевых потоков. Летующие снежники обусловливают развитие водно-грунтовых смещений. Каждой денудационной ложбине соответствуют конусы выноса.

Геокриологические процессы: криогенное выветривание, гидротермические (пучение, осадки, солифлюкция, курумообразоваеие, термокарст). Криогенное выветривание в криолитозоне характеризуется повсеместным распространением и обусловливает не только потерю массы пород, но и снижение прочностных, деформационных и теплофизических характеристик горных пород, предопределяет изменение состава и строения пород оснований сооружений.

Большая часть склонов занята курумами, которые представляют собой скопления хаотически нагроможденных глыб и крупных обломков коренных пород, опускающихся по склонам [1].

Солифлюкция сопутствует процессам термокарста. Полигональные просадочные формы, возникновение которых связано с вытаиванием повторно-жильных льдов, отмечаются в пределах Нирунгнакано-Ингамакитского междуречья и в долине ручья Эмегачи, где глубина канавок достигает 1.5 м при ширине до 2 м. В канавках вместо ледяных жил здесь обнаруживаются псевдоморфозы мощностью до 2.2 м, состоящие из щебня, дресвы и супеси. Ниже по склону отмечаются частично вытаявшие ледяные жилы. На пологих склонах термокарст участвует в образовании деллей (плоские вытянутые ложбины стока). Дренируя склоны, делли придают им характерный полосчатый рисунок. Такая полосчатость склонов особенно четко выражена в долине руч. Эмегачи. Термоэрозия наблюдается по долине руч. Эмегачи [3].

В пределах распространения глинистых отложений широко развиты гидротермические деформации - пучение при промерзании и осадки при оттаивании пород. В первую очередь это относится к развитию напорно-инъекционных и сегрегационных сезонных и многолетних бугров пучения.

За 3 года строительства (1998 – 2001 гг.) выполнено 20,4 млн. м$^3$ земляных работ в условиях высокой сейсмичности (9 баллов по шкале Рихтера), сложного рельефа (крутизна склонов 35-45$^0$), высокой льдистости грунтов, активной селе-, курумо- и лавиноопасности территории. Было возведено 20 мостов, построено 2,1 км подпорных стенок, 2,8 км крытых и открытых галерей, 77 прямоугольных железобетонных и металлических гофрированных водопропускных труб, 20 фильтрующих насыпей [3].

По сложности эта дорога не имеет аналогов в практике строительства железных дорог за всю историю России. Даже трасса Байкало-Амурской магистрали

по сложности условий уступила строительству дороги Чара-Чина, не говоря уже о больших объемах работ при сжатых сроках строительства.

Авторами был проведён анализ уникального массива данных о суммарном воздействии геокриологических процессов на 72-километровую трассу Чара-Чина [2, 4] при отсутствии ремонтных работ, защитных и компенсирующих мероприятий в течение длительного отрезка времени (13 лет). Отмечается интенсивный подмыв рельсошпальной решетки, во многих местах наблюдается полное отсутствие плеча балластной призмы – рельсы висят в воздухе, на отдельных участках рельсы скрыты под завалами осадочных и коренных пород. Столбы вдоль дороги выпучены.

Строительство дороги включено (это было заявлено в 2007 году!) в Стратегию развития железнодорожного транспорта до 2030 года, одобренную Правительством РФ. В настоящее время ничего не делается для того, чтобы реанимировать ж/д Чара-Чина.

Литература

1. Железняк И.И., Мальчикова И.Ю., Шполянская Н.А., Янушаускас А.И. Курумы Северного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1992. 182с.

2. Сергеев Д.О., Чеснокова И.В., Борсукова О.В., Морозова А.В., Макарычева Е.М., Войтенко А.С. Оценка стоимости содержания инфраструктуры на территории криолитозоны в связи с развитием геокриологических процессов // Сергеевские чтения. Выпуск 18. Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии (24-25 марта 2016г.). С.566-569

3. Технико-экономическое обоснование строительства подъездного железнодорожного пути к Удоканскому месторождению руд в Читинской области. Оценка воздей-

ствия на окружающую среду подъездного железнодорожного пути (ОВОС). Пояснительная записка. ОАО «ЗабайкалцветметНИИпроект», ОАО «Востсибтранспроект», Чита, 2000.

4. Чеснокова И.В., Сергеев Д.О., Борсукова О.В. Опыт оценки социально-экономического ущерба, обусловленного развитием геокриологических процессов (на примере железной дороги Чара-Чина) // Сергеевские чтения. Выпуск 18. Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии (24-25 марта 2016г.). С. 575-579

5. Шестернев Д.М., Ядрищенский Г.Е. Строение и свойства пород криолитозоны Удокана. Новосибирск: Наука, 1990. 124с.

# ВЛИЯНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ПОГРЕБЕННЫХ ДОЛИН НА ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА СОВРЕМЕННЫХ ДОЛИН ЛЕНСКОГО РАЙОНА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ[6]

*Виноградова О.В.*
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, o.v.vinogradova@gmail.com

# INFLUENCE OF BURIED VALLEYS EVOLUTION ON MODERN VALLEYS FORMATION IN THE LENSKY REGION OF EASTERN SIBERIA

*Vinogradova O. V.*
Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, o.v.vinogradova@gmail.com

*Изучая историю, начинаешь лучше понимать события современности*
*В.О. Ключевский*

Приведенную в эпиграфе фразу великого историка В.О. Ключевского можно применить и при исследовании современных природных процессов. Особенно это касается горных долин – одних из самых динамичных геоморфологических систем. Общепринятыми являются положение о речной долине, как результату действия комплекса литолого-тектонических факторов и водного потока, определяющих ее морфологию и морфометрию. В тоже время наряду с вышеперечисленными факторами морфология долины является результатом фактора времени – большинство долин имеет длительную историю развития, на протяжении которой происходит их эволюция. Отражение этого процесса в совре-

[6] Работа выполнена по плану НИР Научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева и гранту Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проект НШ 45 65. 2016.5)

менном рельефе долин рассмотрены нами на примере Ленского золотоносного района расположенного в пределах Витимо-Патомского нагорья, испытывающего дифференцированные тектонические движения. Ленский район характеризуется сложным структурным и геологическим строением. На его территории выделяются крупные субширотные складчатые структуры первого порядка: Бодайбинская и Вачская синклинали, Кропоткинская антиклиналь, осложненные многочисленными складками более низкого порядка. Разломы и зоны трещиноватости имеют два основных направления: субмеридиональное и субширотное, которым соответствует ортогональный рисунок гидросети. Коренные породы сильно дислоцированы, характеризуются большой мозаичностью распространения и разнообразием литологического состава, который определяет их устойчивость к размыву. Наиболее легко размываемыми являются известняки и сланцы, трудноразмываемыми – песчаники и окварцованные песчаники. Основные исследованные долины рек Бодайбо, Малый Патом, Хомолхо, Вача относятся к полугорным рекам 5-6 порядков, длина их достигает 100 – 120 км, уклоны в среднем составляют 0,004 – 0,002. Долины полугорных рек глубоко врезаны и хорошо разработаны. Их притоки относятся к горному типу, имеют протяженность до 10 км, уклоны – от 0,09 до 0,04.

Разведочными работами в пределах контуров современных долин вскрыты погребенные долины нескольких эрозионных циклов, имеющие сложное морфологическое строение. Проведенная реконструкция морфологического строения погребенных долин и их эволюции позволила выявить их роль в формировании современных долин. Долины рек пересекают ряд чередующиеся синклиналей, антиклиналей и субширотных дизьюнктивных нарушений, ориентированных в крест направления их течения. Дифференцированные движения этих структур, а также чередование пород различной стойкости вызывает значительные колебания ширины погребенных долин, что, наряду с динамикой потоков, определяло морфодинамический тип их русел. Формирование морфологического облика долин осуществляется через механизм русловых процессов и в результате их проявления в течение всей истории их развития. Для долин, сформированных в разновозрастные эрозионные циклы и для современных долин характерна высокая степень унаследованнности, которая проявляется в рисунке речной сети, в унаследованности морфодинамических типов русел и отдельных русловых форм. Устойчивость положения разновозрастных долин в плане определяется структурно-тектоническим фактором. Морфодинамический тип русла, свойственный тому или иному участку, сформировался при заложении долин в раннем плейстоцене – уже тогда морфология долин приспосабливалась к тектоническому плану и литологии пород. В последующие эрозионные циклы, при врезании русел, реки вновь и вновь попадали в те же условия и неизменно формировали тот же самый тип русла.

Относительно прямолинейное неразветвленное русло формируется, как правило, при заложении долин в крест простирания антиклинальных структур, сложенных твердыми, трудно размываемыми породами, и нередко отсутствием

притоков. На таких участках, начиная с раннего плейстоцена, имеет место плановое совмещение разновозрастных русел в узком днище. Современные долины также узкие, относительно прямолинейные. Наиболее распространен в исследованных долинах меандрирующий тип русла. В зависимости от сочетания определенных условий развивается тот или иной тип излучин: свободные, врезанные и вынужденные. Свободные излучины формируются на участках распространения слабоустойчивых к размыву пород (сланцев, известняков) в пределах либо относительно стабильных, либо опускающихся структур. Современная долина может иметь значительную ширину, благодаря «раздвижению» ее бортов в процессе смещения свободных излучин в широкопойменном днище в течение нескольких эрозионных циклов. Врезанные излучины формируются в пределах интенсивно поднимающихся структур в зонах распространения трудноразмываемых пород, либо при переслаивании пород разного литологического состава. В течение нескольких эрозионных циклов их плановое положение может меняться за счет незначительных горизонтальных деформаций, которые составляют несколько метров за один эрозионный цикл, при полном сохранении их конфигурации и ориентировки. Современные излучины на таких участках в основном повторяют форму и размеры погребенных, современная долина, как правило, узкая с крутыми склонами.

Наиболее сложными по характеру эволюции русла являются участки долин, формирование которых обусловлено сочетанием легкоразмываемых пород коренного ложа с воздействием крупных притоков на стабильных, либо опускающихся участках. Воздействие этих факторов определяет крайне неустойчивое положение русла, как в течение одного эрозионного цикла, так и на протяжении нескольких. Рельеф коренного ложа долин характеризуется многочисленными эрозионными бороздами разной конфигурации, протяженности и ориентировки, отражающими интенсивные горизонтальные деформации русла. Днище современной долины аномально широкое, отмечается крайне сложная система рукавов и островов. В Сибири такие участки называют «Полянами».

Высокая степень унаследованности морфодинамических типов русел на протяжении всей истории формирования долин характерна для большинства участков. В тоже время нами отмечены ряд случаев нарушения этих общих закономерностей, выражающихся в значительных различиях морфологии погребенных и современных долин. Так, долина р. Вачи в среднем плейстоцене формировалась в относительно стабильных условиях. Она хорошо разработана, ее ширина составляет 3 – 4 км, ширина днища – 400-600 м. В междедниковое время правобережье р. Вачи испытывало значительное поднятие. В результате врезания реки был выработан современный тальвег каньонообразной формы шириной 40-60 м. В современном рельефе такой характер эволюции палеорусла отразился в значительной ширине правобережных террас и врезанном узком днище долины. Другим примером служит участок р. Бодайбо в нижнем течении, устьевая часть которого включает отрезок долины длиной в 1 км от устья (места впадения в р. Витим). Современная эпигенетичекая долина р. Бодайбо

представляет узкий каньон с крутыми отвесными стенками высотой в 70 – 80 м и шириной до 100 м. На правом борту эпигенетического каньона под мощной толщей наносов проходит погребенная долина р. Бодайбо. Палеорусло образуют серию свободных излучин. Долина хорошо разработана. Ее ширина достигает 600 м. Она перекрыта отложениями большой мощности, которые образуют выровненную поверхность правобережья долины р. Бодайбо в нижнем течении. Такое соотношение погребенной и современной долины – результат разной интенсивности тектонических поднятий в среднем плейстоцене и в голоцене. Положение погребенной долины в современном рельефе маркирует цепочка крупных (до 20-30 м глубиной) термокарстовых впадин из которых ближайшая к Витиму занята озером. В Ленском районе отмечены также многочисленные случаи резкого изменения направления течения современных притоков при их выходе на пойму, которые диктуется положением излучин погребенного русла приемной реки (рис. 1). По-видимому, существует определенная величина мощности рыхлых отложений, через которую погребенная речная сеть оказывает определяющее влияние на заложение современных долин.

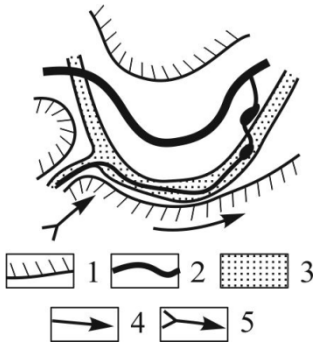



Рис. 1. Изменение направления течения притока, при выходе его на пойму: 1-коренные борта; русла 2- современное, 3-ппогребенное; направление течения; 4-основной реки; 5-притока

Морфология устьевых зон современных притоков во многом определяется эволюцией палеорусел основной долины. При стабильном положении основного русла (относительно прямолинейное неразветвленное, врезанные меандры) устьевые зоны притоков практически не испытывают смещения, имеют незначительную ширину, глубоко врезаны, борта долины крутые. При неустойчивом положении русла основной реки (свободное меандрирование, разветвленное на рукава) устьевые зоны притоков характеризуются значительными горизонтальными деформациями и в разные эрозионные циклы могут смещаться как вниз, так и вверх по течению, подчиняясь изменению положения русла основной реки. В таких случаях устьевые области современных притоков имеют большую ширину, в некоторых случаях сопоставимую с шириной днища основной долины.

Изменение морфодинамического типа и морфологии долин разного возраста происходит при смещении реки в область распространения пород с различной эрозионной устойчивостью. Так долина р. Вачи на участке впадения рч. Атыркан – Берикан в среднем плейстоцене пересекала область распространения твердых устойчивых пород и имела относительно прямолинейное однорукавное русло.

Сместившись в верхнем плейстоцене в область легко размываемых сланцевых пород, река изменила морфодинамический тип русла на меандрирующий. В

результате современная долина на этом участке имеет значительную ширину днища, в пределах которого развиты свободные излучины.

В горных странах с активным дифференцированным тектоническим движением на границе блоков с различной интенсивностью поднятий нередко создаются условия для формирования долин с асимметричным поперечным профилем. Асимметрия бортов долин объясняется различиями в интенсивности поднятий тектонических структур. Борт долины, ограничивающий интенсивно поднимающийся блок, оказывается высоким и крутым, со слабо развитыми террасами (рис. левый борт долины). В пределах отстающего блока формируется более пологий и низкий склон с серией террас (рис. 2, правый борт долины).

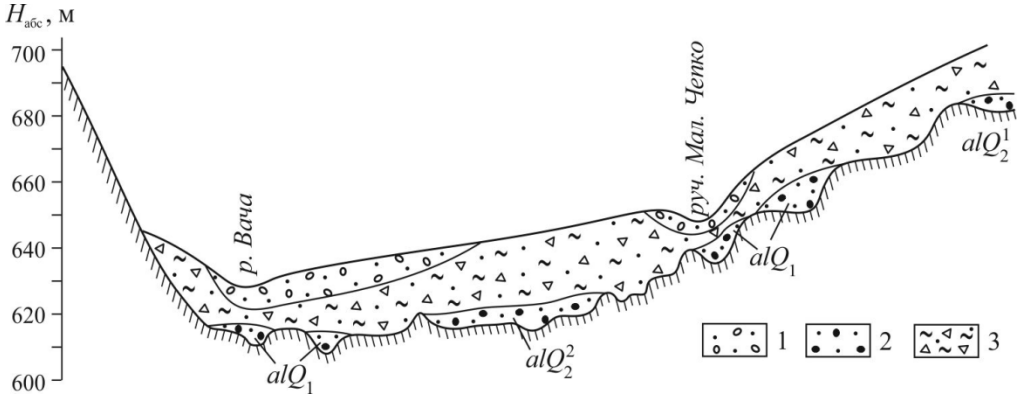



Рис. 2. Схематический геологический разрез долины р. Вачи. Аллювиальные отложения: 1 – современные ($Q_4$ ), 2 – погребенные ($Q_1$ – $Q_3$),3 – флювиогляциальные отложения

Проведенные исследования позволяют сказать, что современный облик долин формировался в течение всей истории развития долин и изменением их морфологического строения в течение каждого эрозионного цикла. Полученные результаты имеют большое практическое значение при поиске и разведке россыпей. Различная степень унаследованности морфодинамических типов русел в зависимости от изменений литолого-тектонических условий позволяет прогнозировать характер и морфометрические характеристики погребенных долин и выбрать оптимальные положения разведочных линий и их густоту.

# ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ И ДИНАМИКИ ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ДОЛИНЕ Р. ОКИ В ЕЕ СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

*Водорезов А.В., Воробьев А.Ю., Кривцов В.А.*
Рязанский государственный университет им. С.А. Есенина, Рязань, Россия, a.vodorezov@rsu.edu.ru

# SPECIAL ASPECTS OF DEVELOPMENT AND DYNAMICS OF EXOGENOUS GEOMORPHOLOGICAL PROCESESSES IN THE OKA RIVER MIDSTREAM IN LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE

*Vodoresov A. V., Vorobyv A. Y., Krivtsov V.A.*
S.A. Yesenin Ryazan State University, Ryazan, Russia, a.vodorezov@rsu.edu.ru.

Изученный участок долины Оки расположен между пос. Зарудня в Московской области и пос. Дмитриевы Горы во Владимирской области. Его протяженность по оси пойменной части долины составляет около 374 км (самой реки со всеми ее излучинами – 549 км).

Площадь пойменной части долины на данном участке составляет около 2250 км², надпойменные террасы, расположенные преимущественно на левобережье, занимают около 5500 км², коренные склоны долины и уступы надпойменных террас, опирающиеся на пойму, - 18,3 км².

Из всего многообразия экзогенных рельефообразующих процессов, проявляющихся в долине Оки в ее среднем течении, главную роль в позднем плейстоцене и голоцене играли: а) накопление аллювиальных отложений в пойме; б) формирование оползней и овражная эрозия на коренных склонах долины и уступах надпойменных террас; в) биогенная аккумуляция на поверхности валдайских надпойменных террас; г) эоловые процессы в пределах фрагментов третьей (московской) и на отдельных участках второй и первой надпойменных террас, в т.ч. локализующихся в контурах поймы; д) антропогенный морфолитогенез.

Для долины реки Оки в ее среднем течении характерно чередование суженных, до 1,5-4,0 км, и расширенных, до 6,0-12,0 км, участков поймы существенным образом отличающихся друг от друга по своим морфологическим особенностям [2]. На суженных участках преобладают параллельно-гривистые, обвалованные и выровненные поймы, на расширенных участках – сегментно-гривистые поймы разных генераций и выровненные поймы разных типов. Выровненные поймы в одних случаях являются результатом эволюции массивов сегментно-гривистой поймы более ранних генераций, связанной с постепенным заполнением межгривных ложбин мелкоземом в половодья, в других они оказываются наложенными либо на размытую поверхность первой надпойменной террасы, либо на озерные илы, либо на доголоценовые отложения иного генези-

са [3, 4]. Выровненные наложенные поймы на расширенных ее участках занимают до 50% площади.

На всех изученных нами участках выровненной поймы в эрозионных уступах и шурфах вскрываются погребенные почвы: первая, обычно слабо выраженная, почва дерново-аллювиального типа, залегающая в интервале глубин от 0,5 до 0,7 м, и вторая – четко выраженная почва зонального типа (темно-серая лесная, местами черноземовидная) с гумусовым горизонтом мощностью 0,4-0,5м, располагающаяся на глубинах от 1,0 м до 2,5м, имеющая региональное распространение. Под нею на ряде участков, на 0,3-0,5 м глубже, прослеживается третья, а местами и четвертая почва. Образование вскрывающихся в пойменной фации аллювия погребенных почв, очевидно, могло происходить лишь в условиях длительного (многие сотни лет) снижения поемности. Характерно, что чем дальше от современного русла Оки располагается тот или иной участок выровненной поймы, тем меньше мощность пойменного аллювия, перекрывающего погребенную почву. Вторая от поверхности – зональная почва обнаруживается и в пределах массивов параллельно-гривистой и сегментно-гривистой пойм, сформировавшихся в пределах шпор древних излучин. На участках сегментно-гривистой поймы последней генерации, локализующихся в вершинах шпор излучин современного русла Оки, она отсутствует. Местами на глубинах до 0,7 м прослеживается лишь 1-я слабо выраженная погребенная почва дерново-аллювиального типа. Исходя из этого, отсутствие данной почвы на участках сегментно-гривистой поймы последней генерации можно объяснить тем, что соответствующие образования появились позднее.

Формирование зональной почвы, по нашим данным, а также по данным Е.В. Шанцера [5] и А.Л. Александровского и др. [1], проводившим исследования в пойме Оки в ее среднем течении ранее, завершилось около 800 лет назад. Формировалась она в течение малого климатического оптимума позднего голоцена. За 800 лет эта почва на разных участках была перекрыта толщей пойменного аллювия мощностью от 1,0 до 2.5 м. Соответственно, средняя скорость накопления аллювия за этот период составила от 1,5 до 3,0 мм/год. Фактически эта величина была несколько больше, поскольку 300-400 лет назад формировалась первая от поверхности почва и, соответственно, пойменное осадконакопление либо отсутствовало, либо было ослаблено. За последние 30 лет средняя скорость накопления аллювия на разных участках, по нашим данным, составила от 1,5 до 3 мм в год [3].

На склонах речных долин, сочленяющихся непосредственно с поймами рек, местами подмываемых реками, активно развиваются и развивались в течение всего голоцена оползневые процессы. Оползневые участки, всего их 14, с оползнями разных типов (крупноблоковыми, мелкоблоковыми, оплывинами, осовами) в совокупности занимают 183 км – 36,6% общей протяженности склонов: по правобережью – 142,5 (в т.ч. на уступах террас – 14 км), по левобережью - 40,5 км (в т.ч. на уступе третьей надпойменной террасы у пос. Солотча - 2,5 км). Протяженность оползневых участков составляет от 1,5 до 26 км. Фрон-

тальные оползни блокового типа длиной в сотни метров и объемом 5 – 10 тыс. м³ и более, как правило, приурочены к тем участкам коренных бортов долины и уступов надпойменных террас, где вскрывается первый от поверхности региональный водоупор, в данном случае это юрские глины, и происходит разгрузка грунтовых вод. Это участки между населенными пунктами Вакино и Новоселки (25 км), Дядьково и Новоселки (2км), Никитино и Фатьяновка (8,5 км), Исады – Городище (13,5 км), у пос. Елатьма (26 км). Последняя по времени активизация оползневых процессов в 1998-2006 годах была связана с увеличением годовой суммы осадков в регионе на 60-100 мм, что повлекло за собой повсеместный подъем уровня грунтовых вод и усиленную их разгрузку на склонах долин. В этот период сошли крупные оползни у сел Фатьяновка и Троица, вследствие чего прекратили свое существование известные с 1948 г. наиболее полные разрезы четвертичных отложений в долине Оки. На юго-восточной окраине с. Исады, там, где река подступает к коренному борту долины, оползневые процессы приобрели катастрофический характер. В мае 2006 г здесь образовался крупный фронтальный оползень протяженностью до 400 м и шириной от 2 до 25 м. Амплитуда вертикального смещения оползневого блока на разных участках составила от 2 до 8 м. Поверхность самого блока при этом осталась субгоризонтальной и лишь в своей краевой части была осложнена многочисленными трещинами протяженностью до нескольких метров при ширине до 0,3 м и глубине до 1,5 м. Максимальная глубина захвата оползня превысила 10 м. Предшествующий этап развития крупных блоковых оползней относится к концу первой трети XX века, когда в регионе также отмечалось существенное увеличение количества осадков. В это время наиболее крупные оползни формировались на участке между селами Вакино и Новоселки, в т.ч. в окрестностях с. Константиново, на территории, которую занимает Государственный музей – заповедник С.А. Есенина.

И коренные склоны долины Оки, и уступы надпойменных террас прорезаны многочисленными оврагами длиной более 0,2 км, проникающими в пределы приречных плато и надпойменных террас. Общее количество таких оврагов на изученном участке долины Оки на правобережье – 207, на левобережье – 47. Количество коротких (до 20 м) оврагов и эрозионных рытвин глубиной от 0,5 до 5,0 м, эродирующих коренные склоны долины и уступы надпойменных террас (не выходящих за их пределы), – около 740 штук. Основная часть оврагов и эрозионных рытвин, по имеющимся данным, сформировалась за последние 200-300 лет. Появление их было инспирировано хозяйственной деятельностью человека. Некоторые овраги, как например система оврагов Черной речки, обрамляющих Старорязанское городище с востока, существовали уже в XIII в.

Биогенная аккумуляция наиболее характерна для поверхности ранневалдайской (второй) надпойменной террасы, занимающей до 67 % всей площади надпойменных террас. Небольшое избыточное увлажнение (коэффициент увлажнения на этой территории изменяется от 1,0 до 1,1), отсутствие дренажа и наличие бессточных участков являлись достаточными условиями для форми-

рования в голоцене болот не только на месте бывших озер, но и по мелким котловинам, западинам и ложбинам разного генезиса. На определенном этапе своего развития болота в центральных своих частях переходили исключительно на атмосферное питание, вследствие чего началось накопление верхового торфа. Из котловин они трансгрессировали на сопредельные относительно пониженные участки, сливались друг с другом, образуя современные мшары. Накопление торфа обусловило повышение отметок поверхности в их пределах, а вместе с тем общее выравнивание ранневалдайской озерно-аллювиальной равнины. Осушение болот, начавшееся во второй половине XIX века и особенно активно осуществлявшееся в 50-70-ые годы XX века, прервало естественный ход их развития, в т. ч. накопление торфа. Продолжалось оно лишь на площадях, располагающихся вне зоны влияния дренажных систем.

Эоловые процессы в холодные эпохи позднего плейстоцена активно проявлялись в пределах фрагментов третьей (московской) и на отдельных (относительно приподнятых, сложенных песками) участках второй и первой надпойменных террас. Результатом их проявления стало перевевание песков на глубину от 0,5 до 2,5 м и формирование бугристо (грядово) – западинного рельефа с перепадами высот до 3-5 м. В голоцене в результате уничтожения древесной растительности эоловые процессы активно проявлялись на останцах надпойменных террас, локализующихся в контурах поймы.

Антропогенный морфолитогенез на современном этапе развития рельефа (условно последние 200 лет) в долине Оки проявлялся в ходе гидротехнического, гидромелиоративного, дорожного, промышленного и гражданского строительства, добычи минерального сырья, земледелия, рекультивации нарушенных земель, складирования твердых бытовых и промышленных отходов. При этом на различных по площади участках менялась динамика природных рельефообразующих процессов, проявлялись инспирированные процессы, в т.ч. овражная эрозия, активно развивающаяся на коренных склонах долины и на уступах надпойменных террас.

Со средины XIX века ведущую роль в преобразовании поверхности надпойменных террас играли гидромелиоративные работы, проводившиеся для осушения торфоразработок, приуроченных к крупным месторождениям торфа на поверхности второй (ранневалдайской) надпойменной террасы. Структура дренажной сети в их пределах сетевидная, сформирована каналами трех типов – магистральными, картовыми и валовыми. Ширина магистральных каналов на разных их участках изменяется от 8 до 17 м, глубина в зависимости от мощности торфяной залежи варьирует от 2,0 до 4,0 м. Картовые каналы, впадающие в магистральные, имеют ширину от 3 до 5 м, глубину от – 1,5 до 2,0 м, валовые канавы, привязанные к картовым, – соответственно, 1,5-2,0 м и 1,0-1,5м. Общая протяженность дренажной сети в пределах торфоразработок (без учета самых мелких валовых канав) составляет 423 км при суммарной площади самих торфоразработок в 234 км². Густота дренажной сети на этих площадях, соответственно, составляет 1,8 км/км². При создании картовых каналов средней шири-

ной 5 м и глубиной 2 м было изъято около 4,2 млн. м³ минеральных грунтов и торфа.

В пределах относительно приподнятых над поверхностью болот плоских, практически недренированных участков ранневалдайской террасы весьма характерным является сезонное переувлажнение сформировавшихся на них дерново-подзолистых почв, а местами и заболачивание земель. Это обстоятельство предопределило проведение и на этих участках гидромелиоративных работ с целью их осушения для последующего использования в сельскохозяйственном производстве. С этой целью за сто двадцать лет была сформирована сеть каналов, довольно равномерно расчленяющая поверхность ранневалдайской террасы за пределами торфоразработок. Мелиоративные системы имеют древовидный или перистый рисунок. Основные «стволы» образуют магистральные каналы шириной от 7 до 12 м (местами до 15 м) и глубиной до 4 м. По своим масштабам они, как правило, превосходят местные реки. Самыми крупными из них являются: Дровацкий канал длиной 20 км и шириной до 18м, впадающий в Цну; канал Жилинского общей протяженностью 60 км и шириной от 8 до 17 м, впадающий в Оку; канал Магистральный длиной 20 км и шириной 7 м, впадающий в р. Солотчу. Притоками магистральных каналов являются основные каналы шириной 3м и глубиной 1,5-2,0м, в которые, в свою очередь, впадают дренажные канавы шириной 1,5-2,0 м и глубиной до 1,5м. Минеральный грунт, изъятый при прокладке каналов, складировался вдоль их бортов. При этом формировались насыпи высотой до 1,5 м, которые в одних случаях разравнивались, в других – сохранялись. Общая протяженность дренажной сети на поверхности ранневалдайской террасы на площади 2600 км² (без учета торфоразработок) составляет около 2100 км. Густота дренажной сети составляет 0,8 км/км², что более чем в 6 раз превышает показатель густоты расчленения естественной речной сети. При ее создании, по нашим оценкам, было изъято и перемещено более 12 млн. м³ грунтов.

В пойменной части долины антропогенная морфоскульптура (без пашни) на участке занимает 2,8% всей площади, а объем перемещенных грунтов оценивается нами более чем в 35 млн. м³. Доля пашни составляет около 5% площади поймы [2]. Наибольшей антропогенной трансформации пойма подвержена в окрестностях Рязани. Здесь на двадцатикилометровом участке поймы площадью около 120 км² антропогенная морфоскульптура занимает более 10 км². Здесь прорыты десятки километров дренажных канав шириной от 1,5 до 6 м и глубиной от 1,0 до 3,0 м, сформированы десятки километров насыпей автомобильных дорог шириной до 20 м и относительной высотой до 6 м, на площади в десятки гектаров намыты и отсыпаны песчаные «подушки» мощностью до 3 м под гражданское строительство, выработаны обширные (в десятки гектаров) карьеры по добыче песка, ныне заполненные водой.

Литература

1. Александровский А.Л., Гласко М.П. Взаимодействие аллювиальных и почвообразовательных процессов на разных этапах формирования пойм равнинных рек в голо-

цене (на примере рек центральной части Восточно-Европейской равнины) // Геоморфология, 2014, № 4.С. 3-17.

2. Кривцов В.А., Новикова И.М. Особенности строения и развития окской поймы в пределах Рязанской области // Вестник Рязанского государственного университета. 2012. №4/37. С. 109-129.

3. Кривцов В.А., Воробьев А.Ю. Особенности пространственной организации и формирования локальных морфологических комплексов в пределах поймы реки Оки на ее рязанском участке // Вестник Рязанского государственного университета. 2014. № 1/42. С. 141-154.

4. Кривцов В.А., Водорезов А.В., Воробьев А.Ю., Тобратов С.А. Особенности строения и формирования поймы реки Оки в ее Спасском расширении // Вестник Рязанского государственного университета. 2015. № 4/49. С. 153-173.

5. Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Труды Института геолог. Наук. Вып. 135. Геологическая серия (№55). 1951. С. 271.

# ЗАПАДИНЫ НА МЕЖДУРЕЧЬЯХ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОКСКО-ДОНСКОЙ РАВНИНЫ: КОЛИЧЕСТВО, ВЫРАЖЕННОСТЬ В РЕЛЬЕФЕ И ЛАНДШАФТАХ

*Водорезов А.В., Пузаков С.В.*
Рязанский государственный университет им. С.А. Есенина, Рязань, Россия,
a.vodorezov@rsu.edu.ru

# FLAT-BOTTOM STEPPE DEPRESSIONS ON INTERSTREAM AREAS IN OKSKO-DONSKAYA PLAIN NORTHEN PART: NUMBER, EXTENT IN RELIEF AND LANDSCAPES

S.A. Esenin Ryazan State University, Ryazan, Russia, a.vodorezov@rsu.edu.ru

Анализ дистанционных снимков позволил выявить 8903 западины общей площадью 56,9 км$^2$ на междуречьях в северной части Окско-Донской равнины в пределах Рязанской области и отстроить карту их распространения (рис.1).

В ходе комплексных физико-географических исследований 2009-2011 гг. нами установлено: рязанская часть Окско-Донской равнины лежит представлена 4-мя ландшафтами в природной зоне смешанных лесов (кодировка А на рис. 1 и в табл. 1), 22-мя ландшафтом в зоне широколиственных лесов (Б на рис. 1 и в табл. 1) и 13-тью ландшафтами в природной зоне лесостепей (В на рис. 1 и в табл. 1) [1]. В основу выделения ландшафтов в пределах каждой природной зоны положены региональные морфологические комплексы [1], работа по выделению которых велась В.А. Кривцовым [2]. При этом, каждый ландшафт представляет собой участок поверхности со специфическим комплексом экзогенных

форм рельефа, что выражается в особенностях морфологии долин и междуречий, глубине и густоте расчленения. Таким образом, составленная нами картосхема распространения западин (рис. 1) имеет геоморфологический и ландшафтный аспект.

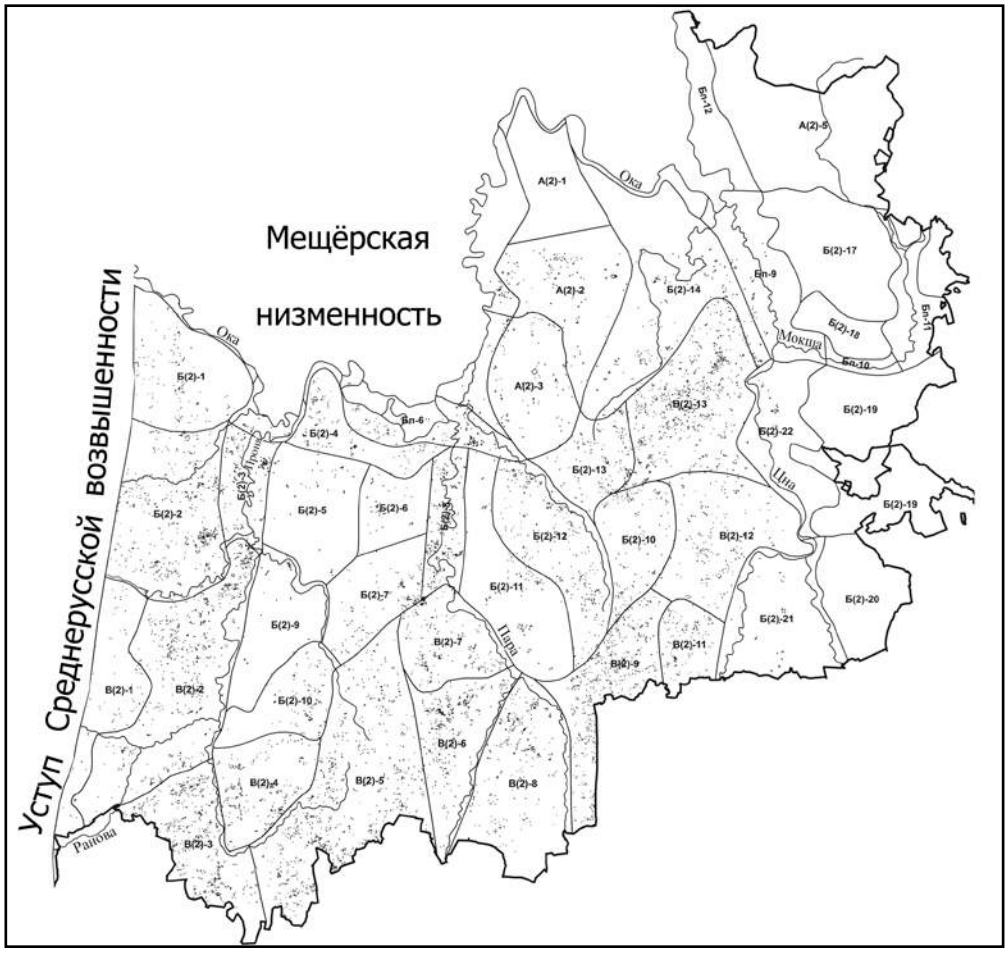



Рис. 1. Размещение западин на междуречьях Окско-Донской равнины в пределах Рязанской области на картосхеме границ ландшафтов (каждая точка соответствует отдельной западине)

*Таблица 1*

*Количество и разнообразие западин в ландшафтах северной части Окско-Донской равнины*

| Название ландшафта и его номер на карте в соответствие с кодировкой на рис. 1. и на ландшафтной карте Рязанской области [1] | Общее число западин, шт. | Общая площадь западин, км$^2$ | Площадь западин от общей площади ландшафта в % | Доля западин разных с разными типами растительных сообществ от их общего числа в ландшафте, % | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | Запаханные | С постоянным водоемом травяные | С временным водоемом травяные, кустарниковые или древесные |
| А(2)-2 Петский | 136 | 2,16 | 0,35 | 35,3 | 0 | 64,7 |
| А(2)-3 Тырницко-Средниковский | 117 | 1,77 | 0,38 | 32,5 | 2,6 | 64,9 |
| Б(2)-1Рака-Тысьинский | 173 | 0,62 | 0,11 | 27,8 | 1,2 | 71 |
| Б(2)-2Старожиловский | 606 | 3,76 | 0,44 | 34,5 | 4,8 | 60,7 |
| Б(2)-3Нижнепронский | 190 | 1,86 | 0,73 | 34,2 | 11,6 | 54,2 |
| Б(2)-4Лесной | 193 | 0,72 | 0,25 | 29,5 | 0,5 | 70 |
| Б(2)-5Запольевский | 58 | 0,50 | 0,09 | 12,1 | 1,7 | 86,2 |
| Б(2)-6Краснохолмский | 67 | 0,38 | 0,15 | 10,5 | 1,5 | 88 |
| Б(2)-7Сапожковский | 175 | 1,10 | 0,29 | 31,4 | 0 | 68,6 |
| Б(2)-8Нижнепарский | 348 | 1,71 | 0,67 | 31,9 | 0,9 | 67,2 |
| Б(2)-9Мостьинский | 26 | 0,53 | 0,12 | 0 | 15,4 | 84,6 |
| Б(2)-10Ухоловский | 310 | 1,66 | 0,49 | 47,1 | 1 | 51,9 |
| Б(2)-11Можаровский | 99 | 1,05 | 0,17 | 12,1 | 1 | 86,9 |
| Б(2)-12Тырницкий | 358 | 2,40 | 0,39 | 29,6 | 3,1 | 67,3 |
| Б(2)-13Чучковский | 221 | 1,20 | 0,39 | 30,3 | 1,4 | 68,3 |
| Б(2)-14Пителинский | 218 | 1,75 | 0,18 | 34,9 | 1,4 | 63,7 |
| Б(2)-21Цнинско-Вышенский | 24 | 0,61 | 0,10 | 8,3 | 16,7 | 75 |
| Б(2)-22Нижнецнинский | 49 | 0,43 | 0,09 | 14,3 | 4,1 | 81,6 |
| В(2)-1 Ерлинский | 83 | 0,33 | 0,07 | 26,5 | 1,2 | 72,3 |
| В(2)-2 Раново-Пронский | 743 | 4,85 | 0,45 | 57,1 | 0,4 | 42,5 |
| В(2)-3 Салтыковский | 639 | 2,98 | 0,56 | 56,8 | 0,3 | 42,9 |
| В(2)-4 Малоалешинский | 309 | 2,25 | 0,55 | 72,2 | 0 | 27,8 |
| В(2)-5 Хупта-Воронежский | 853 | 5,36 | 0,44 | 54,2 | 0 | 45,8 |
| В(2)-6 Верда-Пожвинский | 345 | 2,99 | 0,61 | 45,5 | 1,2 | 53,3 |
| В(2)-7 Чернореченский | 308 | 1,40 | 0,36 | 59,1 | 1,3 | 39,6 |
| В(2)-8 Сараевский | 367 | 1,84 | 0,24 | 42,2 | 0,8 | 57 |
| В(2)-9 Пара-Вобшинский | 659 | 2,65 | 0,52 | 47,3 | 0,5 | 52,2 |
| В(2)-11 Вобша-Цнинский | 169 | 0,65 | 0,29 | 29,6 | 0 | 70,4 |
| В(2)-12 Шацкий | 226 | 1,45 | 0,22 | 42,5 | 1,8 | 55,7 |
| В(2)-13 Сасовский | 834 | 5,95 | 0,74 | 44,2 | 3,7 | 52,1 |
| **Всего** | **8903** | **56,9** | **0,35** | **34,5** | **3,2** | **62,3** |

Междуречные западины в бассейне Оки в пределах Рязанской области – это небольшие, в среднем 80-100 м в диаметре и 0,3-1,0 м глубиной, округлые блюдцеобразные понижения, приуроченные к плоским приводораздельным участкам междуречий, в ряде случаев, к комплексам надпойменных террас. В пределах западин всегда формируются специфичные природные комплексы, которые резко контрастируют с окружающими территориями, что является важным диагностическим признаком при их выявлении на местности и при анализе дистанционных снимков. На отдельных участках западины отличаются высокой концентрацией и занимают заметную площадь. Западины уверенно определяются по космическим снимкам в виде округлых зеленых, буровато-зеленых или темно-зеленых пятен с зернистой структурой и четко выраженной границей. Отдельные западины распаханы и достоверно определяются как округлые участки светло- серого цвета (за счет вспахивания оглеенного горизонта, материал которого оказывается на поверхности) в контурах темно-серых пространств пахотных сельхозугодий. Подавляющее большинство западин на исследуемой территории приурочено к участкам распространения суглинистых отложений, или суглинков, подстилаемых песками на предельно выровненных плоских участках междуречных плато, что указывает на суффозионный характер происхождения понижений [3]. На карте видно явное повышение плотности западин по мере приближения к плоскоместьям Окско-Донского водораздела.

Рост внимания к исследованию западин связан с попыткой оценить долю распахиваемых западин, в пределах которых ежегодно ведется обработка почвы, производится сев, который не даёт результата в связи с запаздыванием созревания зерновых в условиях, когда уборка урожая производится единовременно без учёта микрорельефа пашни и связанных с этим процессов асинхронного развития растений.

На западины приходится в среднем 0,35% площади северной части Окско-Донской равнины, причем в Нижнепронском, Сасовском и Нижнепарском ландшафтах величина достигает 0,67-0,74%. Степень дренированности западин определяет шесть-семь типов фитоценозов: влажные злаково-осоковые и злаково-осоково-ивовые западины с постоянным водоемом в центральной части; влажные травяные и травяно-ивовые западины, сезонно-затопляемые; кустарниковый массив ивы пепельной, окруженный кольцом березняка или осинника по возвышенной периферии; осинники с редкой примесью березы бородавчатой с подмаренниково-злаковым с осоками травостоем (типичные «осиновые кусты»), либо однородные березняки (типичные березовые колки); дубово-осиновые (дубово-березовые) леса; дубравы однородные, либо с выраженным ядром луговой растительности в пониженном более влажном центре. Распахиваемые западины, как правило, наиболее мелкие по глубине и малые по площади, и визуально выделяются только после таяния снега в виде временных озер среди пашни, которые высыхают к середине мая. В среднем запаханные западины составляют 34,5% от общего числа западин, причем их доля заметно возрастает в пределах слабодренированных территорий вблизи Окско-Донского

водораздела (до 55-72% в отдельных ландшафтах), что указывает на относительную молодость рельефа, не пораженного эрозионной сетью и переживающего современный этап суффозионной активности. Площадь распахиваемых западин соответствует ежегодной доле недополучаемого урожая

Литература

1. Кривцов В.А. и др. Природный потенциал ландшафтов Рязанской области: Монография / В.А. Кривцов, С.А. Тобратов, А.В. Водорезов, М.М. Комаров, О.С. Железнова, Е.А. Соловьева; под ред. В.А. Кривцова, С.А. Тобратова: Ряз. гос. ун-т им. С.А. Есенина. Рязань, 2011. 768 с.
2. Кривцов В.А. Рельеф Рязанской области (региональный геоморфологический анализ). Рязань: Изд-во РГПУ им. С.А. Есенина, 1998. 195 с.
3. Шишов С.И. Особенности размещения западин на междуречьях Рязанской области // Геоморфология и картография: материалы XXXIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Саратов: Изд-во Сарат. Ун-та, 2013. С 476-479.

## ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ФИТОКЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ В ПРИОНЕЖЬЕ

*Воскресенский И.С., Каревская И.А., Анисимова А.*
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, inessa.karevskaja@yandex.ru

## PALEOGEOMORPHOLOGIC AND FITO-CLIMATIC CONDITIONS OF EOPLEISTOCENE FORMATION OF PLACERS IN ONEGA

*Voskresenskyi I.S., Karevskaja I.A., Anisimova A.*
Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, inessa.karevskaja@yandex.ru

На протяжении 1995-2015 гг. в рамках научной темы кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ, проектов Российского Фонда Фундаментальных Исследований сотрудниками кафедры проводились палеогеоморфологические и палеогеографические исследования по выявлению условий россыпеобразования в центре Русской равнины: в бассейне верхней Оки, на возвышенности Северных Увалов, в верховьях бассейнов рек Кама, Сухона, Вятка, Сев. Двина и в юго-восточном Прионежье. Целью работ были реконструкция истории развития рельефа, определение возраста и специфики условий литоморфогенеза для последующего решения ряда практических задач в области природопользования. В исследованиях принимали участие сотрудни-

ки и выпускники географического факультета МГУ – И.С. Воскресенский, А.Н. Кичигин, Э.Г. Ананьева, В.А. Соловьёв, И.А. Каревская, О.А. Куликов, К.С. Воскресенский, И.И. Федосеев, В.А. Алексеева. Выявленные закономерности строения рельефа и развития речных долин были положены в основу рекомендаций по поиску россыпей, которые реализованы ГГП «Костромагеология» в бассейне р. Ветлуга – россыпь р. М. Парюг [1] и ОАО «СЕМЕКО» в бассейне Верхней Камы – россыпь р. Кужва [2], а также оценки попутных ресурсов россыпного золота в месторождениях ПГС в бассейне Верхней Оки [3].

Палеогеоморфологические исследования были направлены на установление промежуточных коллекторов россыпей, определение их генезиса и возраста, на выявление этапов формирования речных долин, благоприятных для формирования россыпей за счет переработки промежуточного коллектора. Палеогеографические реконструкции (палеофитоценотические и палеоклиматические) при этом становятся связующим звеном при сопоставлении и корреляции условий формирования рельефа, долин, россыпей и попутных месторождений в ледниковых и внеледниковых районах обширной территории центра и севера Русской равнины.

Эоплейстоценовые аллювиальные, озёрно-аллювиальные и пролювиальные отложения, заполняющие фрагменты древних долин, наиболее подробно изучены нами в юго-восточном Прионежье. Территория исследования принадлежит к Прионежской эколого-географической провинции, в которой развиты четвертичные отложения озерного, аллювиально-озерного ледникового и пролювиального генезиса. Было установлено, что отложения подверглись гляциострессовым и мерзлотным изменениям.

На Прионежской низине озерно-аллювиальные осадки эоплейстоценового возраста выявлены в древних долинах рек Андома и Самина. Наибольший интерес представляют результаты сопряжённого анализа рыхлых осадков, слагающих геологический разрез обрыва крупного холма «Андомская гора» в береговой зоне Онежского озера [4]. Изученная толща сложена рыхлыми и уплотненными, дислоцированными в складки и залегающими горизонтально осадками аллювиального, аллювиально-озерного и пролювиального генезиса, среди которых выделены отложения эоплейстоценового и неоплейстоценового возраста. Структуры залегания сложные: складки и моноклинали рыхлых толщ со следами эрозионных размывов. Неоплейстоценовые отложения образуют покров относительно небольшой мощности, который плащеобразно залегает на размытой кровле эоплейстоценовых осадков. Судя по находкам переотложенных докайнозойских и мезозойских микрофоссилий пыльцы и спор, диатомей, минерализованных растительных остатков, а также фрагментов древней фауны, эоплейстоценовые отложения формировались при мощном размыве и переотложении докайнозойских осадков.

В геологическом разрезе Андомской горы выделены 4 толщи, подразделенные на горизонты и изученные с применением фациально-генетического, гранулометрического, спорово-пыльцевого и термолюминесцентного анализов. К

северу от мыса Андомский распространена «толща 1», включающая один горизонт (№ 1). Ее отличительной чертой является интенсивная дислоцированность песчано-алевритовых осадков и яркая фиолетово-сизая окраска. С отчетливым угловым несогласием отложения «срезаются» слоем диамиктона, который в свою очередь перекрыт покровными суглинками. Слева и справа по простиранию по субвертикальным границам прислонения к ним примыкают песчаные отложения серо-желтого цвета, залегающие субгоризонтально, или образуют моноклинали и линзы. Сходные по условиям залегания и окраске отложения также вскрываются в разрезе в северной части участка у метеостанции. В дневной поверхности Андомской Горы выходу дислоцированных осадков пространственно соответствует «перегиб склона» - южнее начинается медленное уменьшение абсолютной высоты. Отложения представлены частым переслаиванием тонкозернистых песков (фракция 0,25-0,1 до 50%) и алевритов (фракция 0,1-0,01 более 50%). Они смяты в складки СВ простирания с углом падения слоев до 90 град.. На некоторых участках отложения имеют обратный угол падения.

По данным спорово-пыльцевого анализа практически для всех ископаемых спорово-пыльцевых спектров характерна сильная минерализация оболочек микрофоссилий. В результате, по-видимому, диагенеза все микрофоссилии имеют очень темную окраску и покрыты, марганцовистыми примазками. Обращает на себя внимание постоянное присутствие в ископаемых спектрах переотложенных древних микрофоссилий очень плохой сохранности, возраст которых предположительно не моложе мезозоя. На протяжении всего разреза встречаются пресноводные диатомеи Pinularia и спикулы губок. В целом всю спорово-пыльцевую диаграмму по количественному соотношению ископаемых зерен и по облику ископаемой палинодендрофлоры можно разделить на три существенно различающихся палинозоны.

Спорово-пыльцевые спектры осадков, слагающих «толщу 1» относятся к первой палинозоне (фазе растительности). Она характеризуется преобладанием пыльцы деревьев и кустарников в общем составе спектров (50%-56%); доля пыльцы трав и кустарничков составляет 30%-33%, споры – не более 13%. В группе пыльцы древесно-кустарниковых пород преобладает Pinus s.g. Diploxylon et Betula sect. Costatae. Субдоминантами являются Picea sect. Eupicea, Picea sect. Omorica et P. sp. Для этой палинозоны характерно наибольшее разнообразие пыльцы широколиственных таксонов, в том числе экзотических для исследуемой территории (Fagus, Juglans, Tilia, Quercus, Acer, Ulmus, Corylus), составляющих в сумме до 20%. Ископаемые спектры палинозоны 1 отражают широкое распространение в Прионежье хвойных и смешанных формаций. В составе дендрофлоры принимали участие разнообразные виды теплолюбивых светлохвойных, тёмнохвойных (ели, пихты, кедровые сосны), широколиственных (орех бук, клен, дуб, липа, лещина, вяз) и мелколиственных (берёзы, ольхи) таксонов, многие из которых являются экзотами. Характер фитоценозов и экзотический облик палинофлоры позволяет предполагать, что реконструированные ландшафты существовали на территории исследования в условиях тёплого и

относительно влажного климата не позднее раннего неоплейстоцена и не ранее эоплейстоцена. Определение абсолютного возраста [4] «древнее 700 тыс. лет» (РТЛ-1136) не противоречит палинологическим данным.

В северной части участка распространены отложения «толщи 2», слагающие моноклиналь. Простирание слоев СВ; обращает внимание меняющееся по простиранию падение пластов - от 20º до 50º. Кровля отложений неровная, максимально поднимается к дневной поверхности на севере участка и опускается к урезу озера в средней части. Подошва толщи поднимается выше уреза озера только на юге участка. Вблизи дневной поверхности отложения «толщи 2» «срезаются» слоем диамиктона с перекрывающим слоем покровных суглинков суммарной мощностью более 2-4 м. Пространственно «толще 2» на дневной поверхности соответствует пологий склон от приводораздельной вершинной поверхности Андомской Горы к бровке берегового уступа. В средней части участка отложения поднимаются выше уреза озера. «Толща 2» включает отложения 2-ого и 3-ого горизонтов. 2-ой горизонт образует неправильную линзу тонкозернистых песков (фракция 0,25-0,1 до 75%) и алевритов (фракция 0,1-0,01 не более 5-15%) мощностью до 20 м. Отложения 3-его горизонта представлены переслаиванием тонкозернистых песков и алевритов, сходных по гранулометрическому составу с горизонтом 1 «толщи 1». Это свидетельствует об их формировании за счет размыва и переотложения. Абсолютный возраст отложений 1500 тыс. лет (РТЛ-1139) и 1300 тыс. лет (РТЛ-1138) [4]. По соотношению с «толщей 1», сходному характеру залегания и выраженностью в рельефе дневной поверхности к «толще 2» отнесена линза песков и алевритов на северном фланге участка.

«Толща 3» включает 4 и 5 горизонты, залегает с угловым несогласием относительно складок, моноклиналей и неправильных линз, образованных «толщей 1» и «толщей 2». Внутри «толщи 3» также существует угловое несогласие. Мощность отложений достигает 10-20 м. Подошва «толщи 3» опускается ниже уреза озера только в средней части участка. По сравнению с песками «толщи 1 и 2» отложения «толщи 3» имеют более разнообразный гранулометрический состав: тонкозернистый песок (фракция 0,25-0,1 мм до 20-40%), мелкозернистый песок (10-50 %), алевриты (фракция 0,1-0,01 мм не более 10%), тонкие прослои (до 10-15 см) «жирных» и «тощих» красных и синих глин. Это отражает изменения в составе поступающего материала с Андомской возвышенности и динамику осадконакопления в озерном бассейне, а также подчеркивает процесс переотложения материла за счет разрушения толщ 1 и 2. Пески «толщи 3» имеют близкие показатели плотности минеральной части (2,65-2,68), угла естественного откоса (27-33) и естественной влажности (0,1-0,7). Отложения претерпели существенный диагенез: пески карбонатизированы и лимонитизированы. В пределах горизонтов распространены глинистые линзы, железистые и карбонатные стяжения, конкреции лимонита с черным углистым веществом, обломки стволов деревьев диаметром до 15-20 см с кристаллами кальцита и лимонита. В подошве 4 и 5 горизонтов отчетливо выражены слои мощностью до 1

м экзогенных брекчий «размыва», которые включают окатыши красных глин и неокатанные обломки (дресва, мелкий щебень) рыхлых песчаников.

Отложения, слагающие «толщу 2» и «толщу 3» характеризуются спектрами палинозоны 2. Доминируют зёрна Pinus s.g. Diploxylon et Pinus sg. Haploxylon, роль которых резко возросла по сравнению с палинозоной 1. Среди гаплоидных сосен не исключено присутствие сибирской сосны (P. sibirica). Субдоминантами являются Picea sect. Eupicea, Picea sect. Omorica et P. sp. (экзот), Betula sect. Costatae et Betula sect. Albae (B. pubescens, B. pendula). По сравнению со спорово-пыльцевыми спектрами первой палинозоны (толща 1), во второй палинозоне (толщи 2 и 3) уменьшается процент пыльцевых зёрен зкзотических видов ели и берёзы sect. Costatae. Отсутствует пыльца наиболее термофильных широколиственных таксонов. Вместе с тем обнаружена пыльца кустарниковых видов берёз, ивы. Накопление «толщ 2 и 3» происходило в условиях преобладания на территории исследования светлохвойных формаций с примесью и темнохвойных и мелколиственных ценозов; с участием в дендрофлоре наиболее термостойких бореальных широколиственных пород (ильм, лещина, липа). Реконструированные палеоландшафты палинозоны 2 отражают существенно более холодный климат, по сравнению с палинозоной 1. Они распространились в Прионежье после продолжительного возрастного интервала, что подчёркивается и резким изменением условий залегания отложений. Абсолютный возраст составляет для 4 и 5 горизонтов 1100 тыс. лет (РТЛ-1134) и - 850 тыс. лет (РТЛ-1135).

Литература.

1. Бондарев А.А., Ананьева Э.Г., Воскресенский И.С. и др. Первая аллювиальная россыпь золота ледниковой области центра Русской равнины. // Путеводитель экскурсии А-2. XI Междунар. совещание по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. М.: 1997. 16 с.

2. Деньгин В.Г., Азин В.Н., Воскресенский И.С. и др. Россыпная золотоносность верховий рек Вятки и Камы. // Материалы Второй региональной научно-практической конференции «Геологическое строение и перспективы развития минерально-сырьевой базы Кировской области». Киров: 1998. С. 33-35.

3. Федосеев И.И. Рельеф и россыпепроявления золота бассейна Верхней Оки. // Журнал естественные и технические науки. М: № 2 (46). 2010. С. 293-296.

4. Воскресенский И.С. Ананьева Э.Г., Каревская И.А., Куликов О.А. Палеогеоморфологические и палеогеографические исследования при поисках россыпей золота на Русской равнине // С. С. Воскресенский: Учёный, Педагог, Человек. М: Изд-во МГУ, 2013. С. 129-141.

# ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОПОЛЗНЕЙ В ГОРНОЙ ЧЕЧНЕ

*Гакаев Р.А.*[*], *Даукаев А.А.*[**]
[*]Чеченский государственный университет, Грозный, Россия, rustam.geofak@yandex.ru
[**]Комплексный научно-исследовательский институт им. Х.И. Ибрагимова РАН, Грозный, Россия, daykaev@mail.ru

# GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL CONDITIONS OF LANDSLIDES IN MOUNTAINOUS CHECHNYA

*Gakaev R.A.*[*], *Daukaev A.A.*[**]
[*]Chechen State University, Grozny, Russia, rustam.geofak@yandex.ru
[**]Kh. Ibragimov Integrated Scientific Research Institute (KNII) RAS, Grozny, Russia, daykaev@mail.ru

Горная часть с наибольшей активизацией оползневых процессов расположена южнее Чеченской предгорной равнины и характеризуется сильно расчлененным рельефом и мягкими, плавными очертаниями. Склоны гор сравнительно пологие, вершины сглаженные. Только местами наблюдается некоторая ассиметричность в поперечном профиле продольных долин. Основными формами рельефа Черных гор являются меридионального или близкого к нему направления хребтов. Они постепенно повышаются к югу и обычно представляют собой довольно узкие водоразделы между поперечными долинами двух соседних рек. Своим образованием эти хребты обязаны речной эрозии, и их общее направление не совпадает с простиранием тектонических структур региона (рис. 1).

Оползнеобразования в горной части Чеченской Республики относятся к одним из часто проявляющим и затрудняющим хозяйственную деятельность процессам. Основными геолого-геоморфологическими условиями, способствующими активному проявлению и широкому развитию оползней здесь являются наличие мощных толщ глинистых пород, сложные гидрогеологические условия, приводящие к неравномерному увлажнению различных толщ и ослаблению их устойчивости. При этом всякое нарушение залегания склонов за счет естественного эрозионного подмыва или подрезки склонов в результате инженерной деятельности (строительство зданий, сооружений, прокладка кабель и др.) и.т.д. приводит к смещению развитых на склонах масс горных пород. К другим факторам оползнеобразования следует отнести сильная расчлененность района, обилие здесь крутосклонных участков с повышенными и неравномерными гравитационными напряжениями в слагающих их горных породах [2].

Проявление склоновых процессов зависит от ряда условий, главными из которых являются: уклоны первичных склонов, мощность и механический состав склоновых отложений, режим их увлажнения. Анализируя течение

склоновых процессов в различной природной обстановке, можно видеть, что часть условий определяется региональными особенностями процессов выветривания, характером и режимом выпадения осадков, испарения и т. п.

Рис. 1. Рельеф горной Чечни (по материалам Доклада о состоянии окружающей среды Чеченской Республики) [1]

Помимо геоморфологических особенностей оползнепроявления, большую роль в возникновении оползней играет также гидрологический режим территории горной части Чечни, увлажняемость и климатические особенности [3].

По совокупности условий оползнеобразования горная часть Чеченской Республики представлена двумя оползневыми районами, Беноийским (восточная часть) и Шатойским (центральная часть), с различной характеристикой возникновения оползней.

Широкому развитию оползневых явлений по территории Беноийского оползневого района способствуют следующие особенности его рельефа: преобладает по площади прямой эрозионно-тектонический (денудационный) рельеф с четким морфологическим отражением в нем структурных элементов Черногорской моноклинали; рельеф территории относительно молодой, активно-формирующийся в противоборстве интенсивных современных воздыманий и прогрессирующей эрозии (густота эрозионной сети составляет 2,7 км на км$^2$), что обеспечивает его высокую энергию (перепад высот достигает 400-600 м).

Эти особенности рельефа подготавливают неустойчивость склонов массивов, периодически реализуются в оползневых смещениях, интенсивно перерабатывающих первичный рельеф. Для рассматриваемой территории в прогностических целях, важен анализ крутизны склонов, как индикатора оползневой опасности.

Глубокие оползни срезания образуются при средней крутизне склона порядка 8-12°. В верхней своей части, где зарождаются оползни, склоны несколько круче, до 20-25°. Для оползней скольжения в данном районе наиболее характерен диапазон крутизны от 10 до 20° (при высоте склонов 100-250 м).

Для оползней течения (потоки, оплывины), приуроченных к рыхлым четвертичным образованиям, основным показателем, определяющим критическую крутизну склона, является смощность рыхлого покрова. Для их возникновения при прочих равных условиях требуется тем большая их мощность, чем положе склон [4, 5].

В геоморфологическом отношении Шатойскоий оползневой район имеет более ровное строение. Рельеф эрозионный, низкогорный с абсолютными отметками от 600 до 1200 м и относительными превышениями 400-500 м. Эрозионная сеть развита достаточно хорошо. По сравнению с Бенойским районом пораженность территории активными оползнями значительно ниже, что свидетельствует о более низкой динамичности древнеоползневого рельефа. Это объясняется вероятнее всего тем, что современная подвижность Варандийской антиклинали по сравнению с таковой Бенойского антиклинального купола существенно меньше.

Для количественной оценки роли морфометрических параметров рельефа на распространение и развитие различных типов оползней, необходимо сопоставление карты размещения оползней с картами крутизны склонов и схемами вертикального и горизонтального эрозионного расчленения [5].

Установлена приуроченность проявления оползней к ландшафтным зонам, соответствующих высотным поясам, режиму увлажняемости, постепенному таянию снежного покрова в весенний период, периодизации оползнепрявления в соответствии с условиями высотной поясности [6, 7].

Проявление оползней в характеризуется двумя пиками в активности: осенне-зимним и весенним, причем второй является наиболее выраженным. В обоих случаях немаловажное значение имеют осадки теплого периода (апрель-октябрь), в течение которого выпадает от 63 до 82% годовой суммы осадков. Можно предположить, что в некоторые годы, их большая часть, а иногда полностью расходуется на поверхностный сток и испарение. Очевидно, что в годы с холодным летом гораздо меньшее количество осадков расходуется на испарение и насыщение склонов будет более обильным. Это подтверждается и фактическими данными. Именно в теплый период происходит ослабление структурных связей глинистых пород в результате их попеременного увлажнения и высыхания их прочность при этом может уменьшаться. Таким образом, условия увлажнения в теплый период важны как для осенне-зимней активизации, так и для весенней [8, 9].

Существуют следующие основные закономерности увлажнения горных пород: чем выше температура воздуха (почвы) в теплый период года, тем выше величина испарения и меньше дождевых осадков проникает в склоновый массив, увлажняя горные породы и наоборот; опускание среднесуточной темпера-

туры воздуха ниже 0° С в холодный период года приводит к резкому ограничение; чем выше температура воздуха в период весеннего снеготаяния, тем быстрее оттаивает и на большую глубину прогревается приповерхностная часть горных пород (почвы), а таяние снега и инфильтрационных вод идут интенсивнее, способствуя увлажнению больших объемов горных пород по сравнению с холодными веснами. Не нашедшие выхода воды начинают заполнять рыхлые приповерхностные отложения. При этом повышается уровень грунтовых вод, увеличивается гидростатическое взвешивание и гидродинамическое давление.

Роль климатических условий в оползнеобразовании ярко выражен в различных оползневых районах и помимо Кавказа. Для развития оползневых процессов наиболее благоприятными являются районы гумидного климата с равномерным режимом выпадения осадков, которым к тому же свойственны моросящие дожди. При таких условиях горные породы на склонах глубоко промачиваются и максимально насыщаются водой. Увлажнение пород увеличивает их массу и соответственно действие на них гравитационных сил, что сопровождается ослаблением прочности структурных связей в них, изменением консистенции грунтов до пластичной и даже текучей. Это все приводит к снижению прочности (трения и сцепления) горных пород на склоне.

Литература.

1. Доклад «О состоянии окружающей среды Чеченской Республики 2012 г.». Грозный, 2013г.

2. Гакаев Р.А. Роль антропогенного фактора в возникновении и развитии оползневого процесса в Чеченской Республике. Вопросы современной науки и практики. Университет им. В.И. Вернадского. 2008. Т. 1. № 1. С. 133-140.

3. Гакаев Р.А., Даукаев А.А. Влияние хозяйственной деятельности на возникновение оползней в Чеченской Республике. В сборнике: Современные проблемы геоэкологии и природопользования горных территорий. Материалы IV Международной научно-практической конференции. 2009. С. 235-237.

4. Гакаев Р.А. Инженерно-геологическая характеристика оползнеобразования в Бенойском оползневом районе Чеченской Республики. В сборнике: Сергеевские чтения. Международный год планеты Земля: задачи геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии Материалы годичной сессии. Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. Ответственный редактор В.И. Осипов. 2008. С. 112-115.

5. Гакаев Р.А., Даукаев А.А. Структурно-тектонические условия оползнеобразования в Бенойском оползневом районе Чеченской Республики. В сборнике: Сборник научных трудов Комплексный научно-исследовательский институт РАН; Редактор Батаев Д.К-С. Москва, 2009. С. 217-221.

6. Гакаев Р.А. Геолого-геоморфологические особенности оползнеобразования в Шатойском оползневом районе Чеченской Республики. Вопросы современной науки и практики. Университет им. В.И. Вернадского. 2008. Т. 1. №1. С. 39-42.

7. Гакаев Р.А. Антропогенное оползнеобразование в селитебных ландшафтах Шатойской котловины. В сборнике: Сергеевские чтения. Инженерно-геологические и геоэкологические проблемы городских агломераций Материалы годичной сессии Научного

совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. 2015. С. 230-234.

8. Гакаев Р.А. Основные типы оползней Чеченской Республики и механизмы их формирования. Вопросы современной науки и практики. Университет им. В.И. Вернадского. 2009. № 3 (17). С. 140-144.

9. Царев П.В., Клименко А.И. Инженерно-геологические свойства грунтов и их изменение при оползневых процессах на территории ЧИАССР. Северо-Кавказское отделение по инженерным изысканиям при строительстве, Ессентуки, 1968.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ, СТРОЕНИЕ И ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ СОВРЕМЕННЫХ ЭОЛОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА ВИЛЮЙСКОГО БАССЕЙНА[7]

*Галанин А.А., Павлова М.Р., Шапошников Г.И.*
Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия,
agalanin@gmal.ru, Nigaer@yandex.ru, gregory_shaposhnikov@list.ru

## GEOMORFOLOGY, STRUCTURE AND GRANULOMETRIC TECSTURE OF MODERN AEOLIAN RELIEF FORMATION IN THE VILYUI RIVER BASIN

*Galanin A.A., Pavlova M.R., Shaposhnikov G.I.*
Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia, agalanin@gmal.ru,
Nigaer@yandex.ru, gregory_shaposhnikov@list.ru

Современные эоловые процессы и формы рельефа широко распространены в бассейне нижнего течения р. Вилюй (Центральная Якутия). Как правило, эоловые формы рельефа представлены песчаными дюнными комплексами, частично или полностью лишенные растительности, которые местные жители называют тукуланами. В исследуемой области (нижняя часть бассейна р. Вилюй) насчитывается более 133 песчаных комплексов, четыре из которых имеют площадь более 48 км$^2$ [1].

Тукуланы рассматривают как сложные параболические дюны высшего порядка, которые имеют составную геоморфологическую структуру. Она проявляется на уровнях трех иерархических рангов. Первый из них (мезорельеф) состоит из цепей дюн. Второй уровень (микрорельеф) сформирован отдельными дюнами, котловинами выдуваниями, коридорами выдувания, междюнными по-

[7] Работа выполнена при поддержке гранта Главы Республики Саха (Якутия) для молодых ученых, специалистов и студентов на 2016 г., гранта РФФИ-РС(Я) № 15-45-05129 р_восток_а

нижениями. Самый низкий уровень организации данной эоловой формы (нанорельеф) выражается в кочках, в эолово-биогенных буграх, микродюнках, «глинистых грибах», знаками ветровой эоловой ряби различной формы и размера.

Тукуланы Вилюйского бассейна, как правило, имеют овальную форму. Они ориентированы с северо-запада на юго-восток. Высота фронтальных уступов дюнных комплексов достигает до 20 м. Мезорельеф краевых частей тукуланов формируется из цепочек параболических дюн и междюнных понижений.

В 2014-2015 годах на основе полевых и дистанционных исследований несколько ключевых тукуланов Вилюйского бассейна, помимо параболических дюн, авторами были обнаружены дюны продольного и поперечного типов.

Форма дюн различная – от серповидной до копьевидной и кольцеобразной. Их длина составляет 100-150 м. Некоторые дюны имеют длину 200-250 м. Средняя высота дюн составляет 3-6 м. Иногда встречаются дюны высотой от 8-12 до 20 м.

Наветренный склон активных параболических дюн обычно пологий (2-4°) и в основном лишен растительного покрова. Иногда встречаются карликовые биоморфы или кустарниковые биоморфы представленные, в основном, *Pinus sylvestris* L. Подветеренный склон дюн более крутой (25-30°), который осложнен биогенно-эоловыми кочками из *Artemisia karavaevii* Jurtz., *Thymus sergievskajae* Karav., *Koeleria glauca* (Spreng.) DC., *Rumex graminifolius* Lamp. и буграми из *Betula pubescens* Ehrh., *B. cojanderi* Sukacz., *B. exlis* Sukacz. Форма кочек округлая, либо эллипсовидная. Их высота составляет от 10 до 60 см, диаметр – 5-45 см. Высота бугров составляет 3-4 м, диаметр– 7-8 м. На всех элементах прослеживается рябь течения.

Котловины выдувания чередуются с дюнами. Они имеют округлую или вытянутую форму и практически лишены растительного покрова. Ширина котловин выдувания составляет 150-300 м, глубина – 2-6 м. На их поверхности наблюдаются рябь течения, морозобойные трещины шириной 3-7 см и "глинистые грибы".

"Глинистые грибы" представляют собой образования округлой формы на "ножке". Высота их составляет 23-25 см, диаметр – 27-30 см. "Глинистые грибы" сложены слабосцементированными песками с содержанием гидроокислов железа.

В ходе полевых работ авторами статьи в котловинах выдувания была отмечена еще одна наноформа рельефа имеющая название "микродюнка". Высота микродюнок составляет 1-5 см, длина – 5-15 см. Сложены они мелкозернистым песчаным материалом, а их поверхность покрыта хорошо отсортированной галькой.

Изученные нами в шурфах и естественных обнажениях разрезы активных тукуланов представлены перекрестно слоистыми кварцевыми песками и супесями с многочисленными прослоями слаборазвитых почвенных горизонтов, вертикально погребенных деревьев, изредка включают линзовидные залежи торфа мощностью до 1,5-2 м.

Абсолютные датировки исследованных ключевых разрезов показывают, что на протяжении голоцена интенсивность эолового рельефообразования в регионе сильно варьировала. Наибольшего развития дюнообразование достигло в позднем плейстоцене во время глобального термического минимума (18-20 тыс. л.н.). На протяжении голоценового климатического оптимума произошло снижение активности эоловых процессов, дюнные комплексы закреплялись почвенно-растительным покровом. Во время средневекового похолодания (Малого ледникового периода) эоловые процессы в регионе вновь активизировались. Абсолютные датировки погребенных почвенных горизонтов и деревьев свидетельствуют о том, что возраст современных активных дюн в бассейне р. Вилюй не превышает 500-600 лет [2].

С целью получения основных характеристик гранулометрического состава эоловых отложений авторами в ходе полевых исследований было отобрано 30 образцов с различных элементов эолового рельефа: гребень дюны, склон дюны, котловина выдувания, эолово-биогенные формы, поверхность дюны с сосновым лесом. Для проб выполнен гранулометрический рассев и статистическая обработка по методу Р.Л. Фолка и В.С. Уорда [3,4]. В программе Gradistat были посчитаны следующие показатели: средний размер (x), мода (Mo) и медианный диаметр (Md) в мм; коэффициент сортировки (σ), асимметрия (α), эксцесс (τ) выраженные в единицах φ.

На основании полученных данных можно заключить, что поверхность практически всех элементов эолового рельефа сложена среднезернистыми песками (x = 0,25-0,36 мм), за исключением котловин выдувания – мелкозернистыми (0,24 мм). Мода принимает значение равное 0,375 мм. Медианный диаметр (Md) изменяется от 0,246 до 0,361 мм, что в целом отражает характеристики фракционного состава песчаных проб, отобранных на различных элементах рельефа.

Сортировка современных эоловых отложений изменяется от хорошей до средней (σ = 0,40-0,70) на биогенно-эоловых формах, гребне и склоне дюн; и от слабой до плохой (0,73-1,23) – в пределах поверхности дюн с сосновым лесом и котловинах выдувания.

Симметричным распределением частиц наблюдается в рассеве проб песка, взятых с котловин выдувания и поверхностей дюн с сосновым лесом (α = –0,073-0,1). На остальных элементах рельефа асимметрия смещена в сторону мелких фракций (0,166-0,351). Это показывает, что модальный размер в эмпирическом распределении больше среднего размера гранулометрического состава, а также свидетельствует о лучшей сортировке крупнозернистых классов, по сравнению с мелкозернистыми.

Для котловин выдувания, биогенно-эоловых форм и некоторых гребней дюн характерно пологовершинное распределение (τ = 0,738-0,875), для поверхности дюн с сосновым лесом, преобладающей части гребней дюн и склонам дюн – средне-пологовершинное и крутовершинное распределение (0,962-1,268).

Таким образом, в результате нашего исследования были получены сведения о современном эоловом рельефе Вилюйского бассейна на трех иерархических

уровнях (мезо-, микро- и нанорельеф), данные о строении и гранулометрическом составе дюнных отложений. На основе абсолютных датировок установлена дата начала формирования эоловых форм рельефа в исследуемом регионе, которая составила 500-600 лет назад.

Литература

1. Павлов П.Д. Географическое распространение эоловых песков в Центральной Якутии // Эоловые образования Центральной Якутии. Якутск. 1981. – С. 18-30.
2. Галанин А.А., Дьячковский А.П., Лыткин В.М., Бурнашева М.П., Шапошников Г.И., Куть А.А. Результаты определения абсолютного возраста образцов в радиоуглеродной лаборатории Института мерзлотоведения СО РАН // Наука и образование. 2015. №4. С. 45-49.
3. Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л. 1969. 247 с.
4. Folk R.L. Petrology of sedimentary rocks. Texas: Hemphill Publishing Company Austin.1980. 184 с.

## ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ НЕКОТОРЫХ ФАКТОРОВ НА КРУПНОСТЬ ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ И ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РЕК ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ БЫВШЕГО СССР[8]

*Гилязов А.Ф., Мозжерин В.В.*
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Институт экологии и природопользования, Казань, Россия, albert_liberty@mail.ru, vadim_mozzherin@mail.ru

## THE ASSESSMENT OF THE INFLUENCE OF SOME FACTORS ON PARTICLE SIZE OF SUSPENDED SEDIMENTS AND BED MATERIAL OF RIVERS LOCATED ON THE EUROPEAN TERRITORY OF THE FORMER USSR

*Gilyazov A.F., Mozzherin V.V.*
Kazan (Volga region) Federal University, Institute of Environmental Sciences, Kazan, Russia, albert_liberty@mail.ru, vadim_mozzherin@mail.ru

Изучение гранулометрического состава речных наносов и аллювиальных отложений имеет большое значение для современной геоморфологии и палеогеографии. Гранулометрический анализ для определения условий формирования осадков (особенно аллювиальных) разрабатывается уже давно, однако к насто-

[8] Работа подготовлена при финансовой поддержке проекта РНФ №15-17-10008

ящему времени имеются лишь самые общие представления, объясняющие изменчивость размера переносимых и накапливаемых реками частиц [1].

Анализ гранулометрического состава является составной частью одного из подходов генетического расчленения стока взвешенных наносов на продукты руслового и бассейнового происхождения [2]. Сведения о гранулометрическом составе донных отложений и речных наносов являются необходимыми исходными данными в различного рода расчетах транспорта наносов, суммарного стока взвешенных и влекомых наносов, русловых деформаций, заиления водохранилищ, а также для определения физико-механических свойств грунтов при гидротехническом строительстве, разработке и добыче нерудных полезных ископаемых и при решении многих других задач [3,4]. Вслед за Р.С. Чаловым [5] нами объединяются понятия «руслообразующие наносы» и «донные (русловые, речные) отложения». Таким образом, влекомые и часть взвешенных представляют собой руслообразующие наносы, которые при прекращении их транспорта становятся донными отложениями.

Крупность речных наносов обуславливается совокупным влиянием множества факторов. Значение этих факторов неодинаково: в разных природно-антропогенных условиях одни являются главными, определяющими основные черты гранулометрического облика речных наносов, другие же создают более тонкие вариации этих основных черт [1, 6, 7]. В настоящем исследовании рассмотрено влияние орографического фактора, гидрологического режима (точнее – фазы водного режима) и антропогенной освоенности.

Крупность наносов в работе выражена медианным диаметром (Md), определение которого производилось по формуле квартилей [8, 9]:

$$Md=x_l+k((N_p-\sum f_{(i-1)})/f_i),$$

*где $Md$ – величина искомого показателя, $x_l$ – нижняя граница интервала, содержащего $x_p$, $k$ – размер интервала, $N_p$ – 50 %, $\sum f_{i-1}$ – суммарная частота ниже интервала, содержащего $x_p$, $f_i$ – частота интервала, содержащего $x_p$.*

Сведения о гранулометрическом составе наносов для расчета Md были взяты из гидрологических справочников [10], в которых крупность проб в различные фазы водного режима представлена тремя характерными составами (крупный, средний и мелкий) за период от начала наблюдений до 1975 г. включительно. На территории исследования расположены 1215 постов, на которых за этот период хотя бы раз осуществлялся отбор проб взвешенных наносов и/или донных отложений с последующим определением содержания частиц (% по массе) в различных фракциях.

В настоящей работе были использованы данные о крупности речных наносов с постов, отвечающих следующим требованиям:

1. Площадь водосбора равнинной реки: 2 000 – 100 000 км$^2$; такое ограничение по площади соответствуют понятию средней (зональной) реки. Площадь водосбора горной реки: не превышает 50 000 км$^2$.

2. Река считается равнинной, если ее водосбор полностью расположен на равнине; горной – если горы занимают не менее 75 % площади ее бассейна; все другие реки отнесены к равнинным рекам с истоками в горах [11].

3. Не менее 75 % водосбора равнинной реки размещается в одной природной зоне [11].

4. Не менее пяти произведенных измерений гранулометрического состава в каждой из фаз водного режима.

Принадлежность бассейна к той или иной природной зоне определялась по картам физико-географического районирования СССР, Европы и Азии, а к равнинной территории или горной местности – по геоморфологическим картам СССР, Европы и Азии [12]. Равнинные реки, в свою очередь, делились на низменные, средняя высота водосбора которых не превышала 200 м, и возвышенные (от 200 м); горные же реки разбивались на низкогорные со средней высотой водосбора, не превышающей 1500 м, среднегорные (1500-2500 м) и высокогорные (свыше 2500 м). Границы водосборов определялись по картам масштаба 1 : 100 000 (в редких случаях – 1 : 200 000). Средняя высота водосборной области была рассчитана с применением цифровых моделей рельефа SRTM3' и ASTER GDEM в программном продукте ArcGIS.

В силу того, что реки исследуемой территории обладают различными типами водного режима, а отбор проб производился в различные его фазы, было принято решение по разделению гидрологического года на 2 периода – многоводный (подъем, пик и спад половодья, паводки) и маловодный (зимняя и летняя межень).

Степень антропогенной освоенности бассейна оценивалась по трехбалльной шкале: I категория освоенности (малоизмененные бассейны) – в лесных зонах залесенность более 70 %, в преимущественно степных зонах распаханность менее 30 %; II категория (бассейны со средней степенью изменения ландшафтов) – залесенность для бассейнов лесных зон или распаханность для степных составляет от 30 до 70 %; III категория (сильноизмененные бассейны) – залесенность менее 30 % или распаханность более 70 % [11]. Забегая вперед, отметим, что не для всех постов была установлена антропогенная освоенность бассейна в силу отсутствия сведений о залесенности и распаханности. Кроме того, по рекомендации А.П. Дедкова и В.И. Мозжерина [11] для зон с преобладающим развитием животноводства и садоводства помимо всего прочего необходимо учитывать такие показатели как площадь культурной растительности, степень развития животноводства, ирригации, средняя плотность населения и т.д.

Орографический фактор, через такие показатели как падение и уклон реки, средняя крутизна склонов на водосборе, оказывает существенное влияние на крупность наносов. Как правило, чем больше средняя высота речного водосбора, тем выше эти характеристики рельефа. От уклона реки зависит скорость течения [4], что, в свою очередь, определяет транспортирующую способность речного потока и предельный размер переносимого материала. Крутизна склонов на водосборе является важным фактором формирования поверхностного

стока, что способствует увеличению доли бассейновой составляющей стока наносов [13, 14] и преобладанию в нем мелкофракционного материала. Иными словами, рельеф может оказывать разнонаправленное влияние на крупность наносов. При этом стоит отметить, что орографический фактор оказывает то или иное влияние на крупность наносов при соблюдении некоторых других условий. Уклон реки способствует укрупнению речных наносов при наличии значимого расхода воды и сведенному к минимуму поверхностному стоку (а это, как правило, является свойством малоосвоенных или вовсе неосвоенных бассейнов). Значительное уменьшение крупности наносов может происходить на фоне увеличения крутизны склонов на водосборе при условии наличия поверхностного стока и высокой антропогенной освоенности бассейна.

По таблице 1 можно отметить влияние рельефа на донные отложения. По мере перехода от равнинных рек к горным наблюдается значительное увеличение крупности руслоформирующих наносов. Лишь в маловодный период крупность наносов среднегорных рек превышает таковую у рек высокогорных. Связано это с тем, что в категории среднегорных рек встречается несколько проб с высокими значениями медианного диаметра (100-300 мм), тогда как в категории высокогорных рек максимальные значения не превышают 70 мм. На графике зависимости крупности донных отложений от средней высоты рельефа (рис. 1б) наблюдается тесная прямая зависимость с коэффициентом детерминации 0,81. Формированию крупных донных отложений в горах способствуют большие уклоны, и как следствие – высокая транспортирующая способность реки: мелкий материал выносится во взвешенном состоянии, а во влекомом состоянии способен перемещаться и относительно крупный материал. На равнине же относительно невысокие скорости течения могут вызывать аккумуляцию и относительно мелкого (некогда взвешенного) материала.

Влияние рельефа на взвешенные наносы не столь очевидно, однако и для них характерно постепенное укрупнение при переходе от равнин к горам. Следует отметить, что в многоводный период на низменных реках материал крупнее, чем на возвышенных. Скорее всего это объясняется влиянием иных факторов: таких как антропогенная освоенность, водность, литология пород, слагающих русло и водосбор, различием в соотношениях бассейновой и русловой систем эрозии. Также более крупный материал (как в меженный, так и в многоводный период) формируется на среднегорных реках по сравнению с высокогорными. На рис. 1а дан график зависимости крупности взвешенных наносов от средней высоты водосбора. Как уже было отмечено ранее влияние рельефа не столь значимо; наблюдается средняя по тесноте зависимость с коэффициентом детерминации 0,38. Вероятнее всего, это связано с тем, что гранулометрический облик взвешенных наносов здесь в большей степени зависим от факторов антропогенной освоенности водосбора и водности реки. Наличие незащищенных растительностью участков на водосборе и источника поверхностного стока (таяние снега, осадки) способствуют развитию бассейновой системы эрозии, что ведет к увеличению модуля твердого стока за счет мелких фракций с водосбора.

*Таблица 1*

*Влияние рельефа на крупность речных наносов (средние характерные составы) в разные по водности периоды*

| Водосбор по характеру рельефа* | Взвешенные наносы | | | | Донные отложения | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Маловодный период | | Многоводный период | | Маловодный период | | Многоводный период | |
| | Avg (Md)** | Кол-во проб | Avg (Md) | Кол-во проб | Avg (Md) | Кол-во проб | Avg (Md) | Кол-во проб |
| Н | 0,025 | 39 | 0,037 | 206 | 0,58 | 146 | 0,54 | 326 |
| В | 0,030 | 23 | 0,029 | 96 | 1,30 | 57 | 1,57 | 109 |
| ИГ | 0,052 | 13 | 0,028 | 66 | 1,30 | 28 | 2,04 | 48 |
| ГН | 0,039 | 66 | 0,035 | 319 | 34,21 | 120 | 22,74 | 185 |
| ГС | 0,053 | 100 | 0,047 | 364 | 41,46 | 61 | 37,36 | 152 |
| ГВ | 0,042 | 19 | 0,045 | 57 | 33,84 | 11 | 45,10 | 29 |
| Без учета рельефа | 0,042 | 260 | 0,039 | 1108 | 17,02 | 423 | 13,71 | 849 |

Примечание: * Н – низменности, В – возвышенности, ИГ – реки с истоками в горах, ГН – низкие горы, ГС – средние горы, ГВ – высокие горы; ** Avg (Md) – здесь и далее – осредненное по группе значение медианного диаметра, мм.

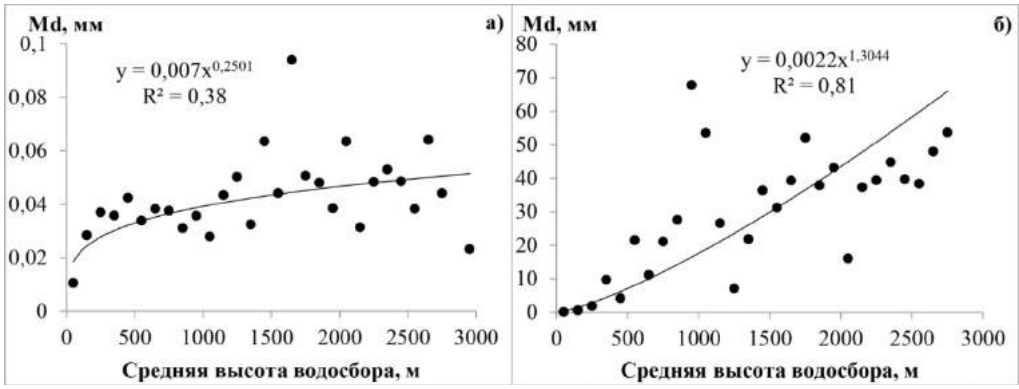



Рис. 1. Графики влияния средней высоты водосбора на крупность речных наносов: а) взвешенных наносов в маловодный период; б) донных отложений в многоводный период. *Все водосборы предварительно разбиты в группы по средней высоте водосбора с интервалом 100 м: <=100 м, 101-200, 201-300 м и т.д. Внутри этих групп получены осредненные значения медианного диаметра*

Результаты обобщения данных по крупности наносов в водосборах различной степени освоенности представлены в таблице 2. С возрастанием доли преобразованного человеком ландшафта в бассейне наблюдается тенденция к уменьшению крупности взвешенных наносов, что легко объяснимо: с увеличением степени освоенности водосбора растет доля бассейновой системы эрозии, что ведет к приумножению поступаемого в реки количества мелкого материала.

Указанная тенденция более очевидна в маловодный период, тогда как в многоводный период она выражена не столь ярко. Изменение крупности донных отложений в зависимости от антропогенного преобразования в водосборе не проявляется. Скорее всего, оно затушевывается влиянием более значимых (для донных отложений) факторов, в первую очередь, – геолого-геоморфологических [4].

*Таблица 2*

*Влияние антропогенной освоенности бассейна на крупность наносов рек низменностей и возвышенностей*

| Степень освоенности водосбора* | Взвешенные наносы | | | | Донные отложения | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Маловодный период | | Многоводный период | | Маловодный период | | Многоводный период | |
| | Avg (Md) | Кол-во проб | Avg (Md) | Кол-во проб | Avg (Md) | Кол-во проб | Avg (Md) | Кол-во проб |
| I | 0,031 | 3 | 0,045 | 28 | 1,05 | 32 | 0,77 | 79 |
| II | 0,030 | 30 | 0,032 | 136 | 0,77 | 96 | 0,98 | 194 |
| III | 0,018 | 21 | 0,032 | 91 | 0,86 | 46 | 0,77 | 100 |

Примечание: * I – малоизмененные бассейны; II – бассейны со средней степенью изменения ландшафтов; III – сильноизмененные бассейны.

Влияние смен фаз водности реки на крупность наносов двояко. С одной стороны, увеличение водности ведет к увеличению ее транспортирующей способности и тем самым способствует перемещению более крупного материала. С другой стороны, бóльшие расходы, как правило, обеспечиваются в том числе поверхностным стоком (жидкие осадки или таяние снега), что приводит к росту доли частиц небольшого размера, поступающих с поверхности водосбора.

Таблица 1 позволяет оценить влияние водности реки на крупность речных наносов. Можно отметить, что увеличение водности и с учетом рельефа и без него ведет к уменьшению крупности взвешенных наносов и донных отложений, что, по всей видимости, объясняется привносом тонкого материала с водосбора, мобилизованного процессами почвенной и овражной эрозии. И несмотря на то, что транспортирующая способность реки позволяет перемещать и относительно крупный материал, – он нивелируется в пробах массовостью мелкого материала. В то же время в таблице 2 описанная закономерность не проявляется в должной мере. Если для бассейнов I категории освоенности незначительное увеличение крупности взвешенных наносов еще может быть объяснено усилением русловых размывов, поставляющих в водный поток крупный материал, то в бассейнах III категории – такое увеличения может быть связано только с влиянием прочих (не гидрологических) факторов (например, литологических, орографических или гидрографических). Не исключено, что отсутствие простых и

четких зависимостей связано с неполнотой данных о степени хозяйственной освоенности речных бассейнов и, как следствие, ограниченностью выборки, доступной для анализа.

Суммируя изложенное, можно сделать некоторые выводы. На крупность речных наносов оказывают влияние такие факторы как орография, антропогенная освоенность и водный режим реки. С увеличением средней высоты водосбора наблюдается увеличение крупности наносов, в первую очередь, донных отложений. Антропогенная освоенность водосбора ведет к уменьшению крупности взвешенных наносов из-за увеличения доли бассейновой системы эрозии. На донные отложения изменения в ландшафтах, вызванные деятельностью человека, не оказывают существенного влияния; вероятнее всего, это влияние нивелируется другими, более значимыми для донных отложений факторами: литологией русла, орографией. Увеличение водности реки ведет к уменьшению крупности наносов из-за увеличения поступающего с бассейнов мелкого материала. Однако это не закономерно для рек с преобладающей русловой системой эрозии. В целом же стоит отметить, что для получения более надежной картины изменения крупности речных наносов, необходимо учесть влияние и других факторов: литология, природная зональность, зарегулированность стока и проч.

Литература:

1. Гилязов А.Ф. Влияние природно-антропогенных факторов на крупность речных наносов рек Волжско-Камского бассейна // Материалы X семинара молодых ученых ВУЗов, объединяемых советом по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. 2014. С. 30-37.

2. Гусаров А.В. Оценка русловой и бассейновой составляющих эрозии и стока взвешенных наносов в речных бассейнах//Геоморфология. 2013. № 2. С. 23-39.

3. Изучение гранулометрического состава донных отложений рек / Методические указания управлениям гидрометслужбы № 85. Л.: Гидрометеоиздат, 1974

4. Чернов А.В. Влияние геолого-геоморфологических условий на формирование и распределение руслообразующих наносов на реках Восточной Европы // Геоморфология. 2010. № 2. С. 115-120.

5. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Том 1. Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. М.: Изд-во ЛКИ. 2008. 608 с.

6. Гилязов А.Ф. Кластерный анализ как инструмент районирования территории по крупности речных наносов (на примере бассейна Волги) // Вестник Удмурт. ун-та. Серия "Биология. Науки о Земле". 2015. Том 25, выпуск 2. С.149-158

7. Гилязов А.Ф. Районирование бассейна Волги по крупности речных наносов с применением кластерного анализа // География и регион: материалы междунар. науч.-практ. конф. (23-25 сентября 2015 г.): в 6 т. / Пермск. гос. ун-т. - Пермь,2015. - Т.I. Физическая география и ландшафтная экология. С. 21-27

8. Бернстейн А.Л. Справочник статистических решений. М., «Статистика», 1968

9. Бутаков Г.П., Дедков А. П. Аналитическое изучение крупнообломочного материала. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1971. 81 с.

10. Основные гидрологические характеристики. Ресурсы поверхностных вод (Государственный водный кадастр) Т. 1 - 12. Л.: Гидрометеоиздат, 1965-1980.

11. Дедков А.П., Мозжерин В.И. Эрозия и сток наносов на Земле. Казань: Изд-во Изд-во Казанск. ун-та, 1984. 264 с.

12. Физико-географический атлас мира / Под ред. И.П. Герасимова. М.: ГУГК, 1964. 298 с.

13. Дедков А.П., Гусаров А.В., Мозжерин В.В. Две системы эрозии в речных бассейнах равнин Земли и их взаимная трансформация (часть I) // Геоморфология. 2008. № 4. С. 3-17.

14. Дедков А.П., Гусаров А.В., Мозжерин В.В. Две системы эрозии в речных бассейнах равнин Земли и их взаимная трансформация (часть II) // Геоморфология. 2008. № 4. С. 17-28.

## ЦИКЛИЧНОСТЬ СТРОЕНИЯ СУБАЭРАЛЬНЫХ ПОРОД ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНА НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

*Глушанкова Н.И., Евсеев А.В.*
Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, ni.glushankova@mail.ru

## CYCLICISM OF THE PLIOCENE-PLEISTOCENE SUBAERIAL ROCKS STRUCTURE IN THE SOUTH OF WESTERN SIBERIA

*Glushankova N.I., Evseev A.V.*
Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, ni.glushankova@mail.ru

Субаэральные образования плейстоцена на территории южной части Западно-Сибирской равнины образуют почти непрерывный чехол, изменчивый по строению и составу. Достаточно сложное и в то же время закономерное строение их отражает направленность и неравномерность процесса седиментации, что и предопределяет многие особенности физико-химических, инженерно-геологических и строительных свойств различных компонентов данной толщи. Главной особенностью является цикличность строения, позволившая расчленить новейшие отложения, восстановить последовательность палеогеографических событий в плейстоцене, повлиявших на формирование свойств субаэральных пород.

Объектом междисциплинарного исследования послужили плиоцен плейстоценовые отложения левобережья р. Оби, слагающие Приобское плато и вскрытые в 120 метровой толще осадков четвертой надпойменной террасы в разрезе Белово (53°10'с.ш., 82°20' в.д.) [1]. Это редкостный стратотипический разрез плейстоценовых отложений Западной Сибири, обладающий наибольшей стратиграфической полнотой из всех известных четвертичных

разрезов этого региона. Он достаточно полно отражает основные этапы осадконакопления четвертичного периода и может рассматриваться как эталонный при изучении климатостратиграфии квартера Сибири. Разрез Белово является наиболее полным лёссово-почвенным разрезом плейстоцена Западной Сибири, в котором выявлено девять этапов интенсивного педогенеза, включая голоценовый, и девять эпох лёссонакопления [2-4]**.** По мнению большинства исследователей, именно такое число этапов педогенеза характерно для палеомагнитной эпохи Брюнес (М.Ф. Веклич, Н.А. Сиренко, А.А. Величко, Н.И. Глушанкова, В.С. Зыкина и др.).

Главной особенностью субаэральной толщи разреза Белово является её циклическое строение, в котором регионально развитые разновозрастные покровы лёссовых отложений разделены сложнопостроенными полигенетическими почвенными комплексами и непосредственно развитыми на них мерзлотно-солифлюкционными и иными криогенными образованиями. Каждый лёссовый горизонт с педокомплексом и криогенными образованиями составляет климатический циклит, который сформировался при последовательной смене климатических условий: сухого и холодного (лёссонакопление), умеренного тёплого, влажного (почвообразование), холодного и влажного (криогенез). Следовательно, каждый из циклитов состоит их трёх климатостратиграфических горизонтов, формирование которых было обусловлено определённым климатическим ритмом. Каждый последующий климатический ритм протекал на качественно новом уровне с определённым для него соотношением тепла и влаги. Циклиты субаэральной толщи залегают в виде последовательно налегающих друг на друга покровов, облекающих древние и современные формы рельефа.

В строении разреза Белово, по данным комплексах методов сопряженного палеогеографического анализа (литолого-фациального, палеопедологического, палинологического, палеонтологического и др.), выделяется 27 слоев неоднородных по генезису отложений (аллювиальных, озерных, лёссовых, ископаемых почв, озерно-аллювиальных), объединенных в 12 циклов, разделенных следами четких перерывов и отражающих закономерное чередование определенных условий осадконакопления (снизу - вверх по разрезу): XII - XI циклы (гл. 115-90м) - поздний плиоцен; X - VII (гл. 90 - 65м) - ранний плейстоцен; VI - IV (гл. 64 - 25м) - средний плейстоцен; III - I (гл. 24 - 0м) - поздний плейстоцен. В разрезе плато циклы достаточно хорошо прослеживаются на многие километры. Особенно это заметно для циклов, маркируемых мощными, хорошо выраженными генетическими профилями автоморфных палеопочв и педокомплексов, либо чёткими перерывами. Радиоуглеродные и термолюминесцентные датировки ископаемых почв указывают на длительный этап их формирования, во времени не уступающий, а зачастую превышающий время накопления вмещающих отложений. Менее уверенно выделяются циклы осадков, венчаемые маломощными палеопочвами гидроморфного облика [2, 4]. В строении циклов отсутствует строгий порядок напластований, отмеченный

ранее О.М Адаменко [5] и В.А.Зубаковым [6, 7] – от русловых песков до субаэральных суглинков. Основная часть осадков представлена лессовидными суглинками бурого и коричневато-бурого цвета с сложнопостроенными ископаемыми почвами. Иногда в основании циклов располагаются песчаные разности аллювиальных осадков, либо серо-сизые отложения застойных водоёмов.

Детальное междисциплинарное изучение субаэральных пород, с использованием палеопедологических, палинологических и фаунистических данных, показало разнообразие ландшафтно-климатических условий времени формирования циклов новейших отложений [1-4]. Формирование отложений нижних циклов в разрезе Белово осуществлялось в позднем плиоцене – раннем плейстоцене в условиях плоского рельефа озерно-аллювиальной низменной равнины, испытавшей медленные тектонические опускания. На периодически осушавшихся участках аккумулятивной равнины формировался почвенный покров с палеопочвами гидроморфного облика. В наиболее раннюю эпоху педогенеза (~ 600-530 т.л.н.) формирование почвенного покрова происходило в условиях степных – лесостепных ландшафтов на слаборасчлененной аллювиальной равнине. Верхние циклы осадков плато, разделенные палеопочвами автоморфного типа, накапливались в условиях относительно возвышенной равнины, более дренированной и менее обводненной. Эпоха интенсивного педогенеза (~ 400-350 т.л.н.) ознаменовалась развитием на междуречных пространствах почв, сочетающих черты, характерные для почв степей, соответствующих ранней стадии формирования почвы и для луговых более позднего этапа. Последующая эпоха (250-220 т.л.н.) характеризовалась формированием черноземовидных почв. Характерной особенностью последующего этапа почвообразования (~ 140-125 т.л.н.) является появление в почвенных покровах слабозасоленных почв. В условиях расчлененного равнинного рельефа степей происходило развитие палеопочв с профилем типа А1-ВСа-С, сходных с современными черноземами выщелоченными, а в понижениях рельефа - с лугово-черноземными почвами. В последующую эпоху (~ 90-60 т.л.н.) формирование почв происходило на междуречных пространствах лесостепи. В последующем (~ 50-30 т.л.н.), в условиях равнинного расчлененного рельефа под лугово-степной растительностью формируются палеопочвы, профиль которых четко дифференцирован на горизонты А1-АВ-ВСа-ССа. Современный (голоценовый) почвенный покров Верхнего Приобья фиксирует новый этап почвообразования, в котором водораздельные поверхности были заняты черноземами обыкновенными и типичными. В понижениях рельефа и на речных террасах развитие получили лугово-черноземные почвы [2-4].

Накопление горизонтов лессовидных суглинков и супесей, относимых к отдельным холодным циклам плейстоцена, осуществлялось в условиях значительного похолодания и сухости климата, в господствующих перигляциальных ландшафтах. Анализ текстурных особенностей разновозрастных горизонтов лёссов с комплексе с их физико-химическими свойствами показал, что верхне-

плейстоценовые лёссы разреза Белово сформировались в обстановке преобладания физического выветривания в аридном холодном климате. В отличие от них, средне – и нижнеплейстоценовые горизонты лёссов накапливались под преимущественном воздействии процессов химического выветривания. Изучение вещественного состава показало, что в разновозрастных лёссовых горизонтах наблюдается сходство по составу содержащихся в них глинистых минералов. По данным гранулометрического состава наблюдаются различия. Так, в нижнеплейстоценовых лёссах преобладающей является фракция ила (< 0,001 мм), в среднеплейстоценовых – фракция ила и крупной пыли (0,05-0,01 мм), в верхнеплейстоценовых разностях фракция крупной пыли почти в 1,5 раза выше по сравнению со среднеплейстоценовыми лёссами. Последнее может свидетельствовать об активизации среды осадконакопления в верхнем плейстоцене, обусловленной усилением континентальности и аридизации климата в это время.

Рассмотрение осадконакопления разреза Белово во времени показало, что циклы осадков группируются в определенные серии – макроциклы – отражающие крупные периоды новейшего осадконакопления длительностью в десятки и сотни тысяч лет, разделенные столь же продолжительными перерывами. Отложения, составляющие такие серии, образуют мощные и протяженные в стратиграфическом отношении геологические тела. В разрезе Белово выделено четыре крупные серии осадков, сгруппированные в макроциклы: серия 1 (неполная, только верхняя часть), состоящая из отложений кочковской и низов краснодубровской свит мощностью ~ 25,0 м; серия 2 – включающая циклы раннеплейстоценовых осадков краснодубровской свиты мощностью ~ 22,0 м.; серия 3 – циклы среднеплейстоценовых осадков краснодубровской свиты мощностью ~ 43,2 м.; серия 4 – циклы, состоящие из позднеплейстоценовых отложений краснодубровской и касмалинской свит мощностью ~ 24,4 м. В продолжительные перерывы осадконакопления между макроциклами происходило формирования почв в почвенных покровах межледниковых и интерстадиальных эпох.

Результаты, полученные при исследовании цикличности строения, изменчивости состава и свойств лёссовых отложений, палеопочв и педокомплексов разреза Белово, позволили стратифицировать субаэральные отложения плиоцен-плейстоцена Приобского плато, выявить закономерности строения и формирования равнинной территории юга Западной Сибири в районе распространения субаэральных явлений, сделать дополнения к общей теории седиментационной цикличности.

Литература

1. Разрез новейших отложений Алтая. Под ред. Акад. К.К. Маркова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978.

2. Евсеев А.В. Погребённые почвы Верхнего Приобья и их палеогеографическое значение. Автореф. дис. канд. геогр. наук. М.: МГУ. 1973. 25 с.

3. Глушанкова Н.И. О составе гумуса погребённых почв Приобского степного плато

в разрезе Белово // Вестник МГУ. Серия 5. География. 1971. № 3.
4. Глушанкова Н.И., Евсеев А.В. Палеогеографические аспекты формирования ландшафтов предгорий Алтая в плейстоцене // Известия РГО. 2006. Т. 138. № 6.
5. Адаменко О.М. О возрасте и расчленении краснодубровской свиты Обь – Чумышского плато // Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М.: Наука, 1968.
6. Зубаков В.А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1972а.
7. Зубаков В.А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в плейстоцене и позднем плиоцене. Л.: Наука, 1972б.

## ПЕЩЕРЫ ОКРЕСТНОСТЕЙ ОЗЕРА ИНДЕР

*Головачев И.В.*
Астраханский государственный университет, Геолого-географический факультет, Астрахань, Россия, bask_speleo@mail.ru

## THE CAVES OF THE INDER LAKE SURROUNDINGS

*Golovachev I.V.*
Astrakhan State University, Geological-Geographical Faculty, Astrakhan, Russia, bask_speleo@mail.ru

Озеро Индер находится на территории Индерборского района Атырауской области Республики Казахстан. На северном и северо-восточном берегах озера развит сульфатный карст, обусловленный выходом на дневную поверхность древних осадочных пород позднепалеозойского возраста. Карстующиеся породы, представленные толщей элювиального гипса ($elP_2$-Q), подняты на дневную поверхность вследствие соляного тектогенеза и составляют верхнюю часть кепрока соляно-купольного массива. Карст района озера Индер относится к Индерско-Эмбенскому карстовому округу Западно-Прикаспийской карстовой провинции Нижневолжско-Уральской карстовой области Восточно-Европейской карстовой страны [1].

Среди различных форм карстового рельефа в окрестностях озера Индер наибольший интерес вызывают пещеры. Они распространены в центральной и восточной частях Индерского поднятия.

В ходе экспедиционных работ проводимых в 2011 и 2015 годах членами секции спелеологии и карстоведения Астраханского отделения РГО при изучении карстового рельефа сформировавшегося на Индерском поднятии, особое внимание уделялось поиску и обследованию пещер. Нами было обнаружено несколько пещер [2].

*Пещера Колодец Одноглазый,* обнаруженная нами в мае 2011 г., представляет собой крупный колодец карстового генезиса, раскрывающийся в нижней части в небольшую пещерную полость. Сечение колодца – сильно вытянутый овал, длинная ось которого имеет субширотную ориентацию. Горловина колодца имеет размеры 10,0 м×4,0 м, в средней и нижней части 6,0-5,0 м×1,0 м. Максимальная глубина до дна пещеры – 29,0 м. У самого дна колодец переходит в крупную пещерную камеру, имеющую высоту до 6,0 м, ширину около 11,0 м и длину около13,0 м. Посреди этой камеры под колодцем располагается конус обвальных отложений высотой до 4,0-5,0 метров, занимающий всю площадь дна пещерной полости. Свод камеры ровный плоский и по нему идёт пропласток прозрачного кристаллического гипса (так называемое «марьино стекло») мощностью до 0,7 м. Подобный гипс встречается и на глыбах среди обломочных отложений обвального конуса. Карры на стенах пещеры отсутствуют, однако в изобилии встречаются кристаллические гипсовые образования, чем-то внешне напоминающие коралиты. Они располагаются широкой полосой до 1,5 м высоты над полом пещеры.

Пещера заложена в серых среднезернистых гипсах, залегающих с падением в WNW направлении (-20º по Азимуту 300º). В средней и верхней части входного колодца гипсы, слагающие стенки сильно выветрены. В 10,0 м от поверхности и вглубь колодца его стены покрыты мхом.

Пещера представляет собой «холодовой мешок». На момент обследования (первая неделя мая) стены, пол и своды пещеры на дне колодца покрыты инеем и снежно-ледовыми кристаллами размером до 0,5-1 см. На дне колодца до лета лежит фирновый снег и лед, но затем всё же стаивает полностью [3]. О длительном застаивании холодного воздуха в карстовых пустотах и воронках, благодаря чему снег может сохраняться в течение всего года, упоминается и в работе З.В. Яцкевича [4]. На дне пещеры имеется некоторое количество мусора, скинутого местными жителями в колодец. Однако следов пребывания людей в пещере не отмечено. Надписи и рисунки на стенах и сводах пещеры отсутствуют. Пещера труднодоступна и очень не удобна для спуска. Для её посещения желательно делать навеску и (или) применять специальное снаряжение для страховки.

*Пещера Утелис-Кстау* (от казах. «Отемис кыстау» - «зимовка Отемиса») бегло упоминается в материалах З.В. Яцкевича [4]. Пещера найдена и обследована нами в мае 2011 г. Она находится в центре крупной карстовой котловины, расположенной в восточной части Индерского поднятия.

Утелис-Кстау можно отнести к пещерам коррозионно-эрозионного типа. Она располагается вблизи дневной поверхности. Пещера горизонтальная и выработана в гипсовых отложениях кепрока соляного купола. Гипсы залегают горизонтально. Они сильно дислоцированы и закарстованы по напластованию. Гипсовая порода не однородна по гранулометрическому составу. Она представляет собой чередование слоев плотных и мелкозернистых с крупнозернистыми. Плотные слои более устойчивы к карсту. Крупнозернистые слои активно закар-

стованы. Мощность слоёв различна – от 0,1-0,15 м до 0,4-0,5 м. Пещера характеризуется следующими морфометрическими параметрами: протяжённость – 70,0 м, площадь – 60,0 м$^2$, объём – 120,0 м$^3$ [2].

Утелис-Кстау – проходная пещера. Она имеет два входа, различных по размеру и морфологии. Основной вход в пещеру обращён на север и имеет крупные размеры: высоту – 3,7 м, ширину – 3,0 м. Козырёк над входом имеет мощность около 1,4 м. Этот вход располагается в устье небольшой слепой ложбины поверхностного стока, протяжённостью около 50,0-60,0 м и с крутизной склонов 25-30º. Он выводит в основной крупный пещерный зал. Второй вход смотрит на юго-юго-восток и имеет более скромные размеры: высоту около 2,0 м и ширину около 1,0 м. Козырек, нависающий над входом, имеет мощность 1,3 м. Через него минуя низкий короткий лаз можно попасть в привходовую, треугольную в плане, камеру площадью около 12,0 м$^2$. Второй вход располагается почти на 1,7-1,8 м выше уровня Основного входа

Кроме двух входов ещё имеется несколько «окон» к дневной поверхности, через которые в пещеру также поступает солнечный свет. Самое крупное из них имеет размеры 1,7 м × 1,0 м. Оно расположено в своде одного из ходов, имеет овальную форму и вытянуто по оси хода. Окно уходит вверх колодцем длиной 2,8 м. На поверхности этот колодец имеет горловину размером 2,1 м ×2,9 м с округлой бровкой.

Пещера представляет собой крупный хорошо освещённый подземный зал (площадью – 24,0 м$^2$, объёмом – 45,0 м$^3$ и высотой до 1,8-2,0 м), который связан с системой трещин и каналов различных размеров и морфологии. Отложения пола в пещерном привходовом зале представлены тонкой пылеватой супесью, покрывающей гипсовый грубообломочный материал. Карры на стенах и сводах пещеры не выражены. Зал хорошо освещается в светлое время суток через входное отверстие и в нём можно легко обходиться без фонарика. Свод зала – ровный пласт гипса. Глубина пещеры от уровня основного входа около 1,5 м.

Пещера Утелис-Кстау известна давно. Рисунок её входа и схематичный план приводит в своей статье Яцкевич [4]. Однако кроме зарисовки входного отверстия и схематичного плана пещеры (неверно сориентированного по сторонам света) в статье, к сожалению, нет более никакой информации об этой полости. Пещера, вследствие легкодоступности, часто посещается людьми. Общее экологическое состояние пещеры – удовлетворительное. Микроклимат в пещере из-за крупных размеров входа очень сильно зависит от поверхностных метеоусловий.

*Пещера Ледяной папоротник* наиболее крупная пещерная полость, находящаяся в восточной части карстового поля. Пещера была найдена и обследована нами в мае 2015 года. Она начинается вертикальным входным колодцем глубиной до 14,0 м, на стенках которого произрастает папоротник Пузырник ломкий (Cystopteris fragilis (L.) Bernh.). Из привходового зальчика через низкий лаз можно попасть в основную часть пещеры, высота которой достигает до 4,0-7,0 м. Пещера имеет богатое снежно-ледовое убранство, представленное конжеля-

ционными льдами, которые имеют сезонный характер и формируются за счёт замерзания инфильтрационных вод, поступающих из зон вертикальной нисходящей и горизонтальной циркуляции. Отложения этого типа включают в себя наледи, сталактиты, сталагмиты, ледяные кристаллы. В пещере также имеется многолетняя слоистая наледь высотой до 2,7 м, шириной до 1,5 м и длиной до 4,7 м, и общим объёмом около 20,0 м$^3$ [3]. Наледь является эпицентром холода в пещере. Это первая крупная многолетняя наледь на территории Северного Прикаспия! В дальней своей части пещера украшена гипсовыми сталактитами и сталагмитами. Протяжённость пещеры 210,0 м, глубина от поверхности 25,0 м, площадь 280,0 м$^2$, объём около 1200,0 м$^3$. Следов посещения людьми не отмечено. Общее экологическое состояние пещеры – отличное. Пещера труднодоступна и очень не удобна для спуска. Для её посещения желательно делать навеску и (или) применять специальное снаряжение для страховки.

В центральной части карстового поля на гребнях гипсовых бугров в непосредственной близости от дневной поверхности расположены ещё две пещеры, которые были найдены и обследованы нами в мае 2011 года [2]. Они представляют собой узкие относительно длинные полости коррозионно-разрывного типа.

*Пещера Индерская – 1* расположена на гребне гипсового бугра. Вход в пещеру в виде вертикального прямоугольника (со сторонами 1,5 × 1,0 м) находится в основании южного склона симметричной конусовидной карстовой воронки. Пещера заложена в гипсовых породах и представляет собой вертикальную трещину. Гипсы тёмно-серые, слоистые, моноклинальные, залегающие с падением 25-30$^0$ к юго-западу. Протяжённость пещеры около 8,5 м, глубина относительно входа 3,2 м, площадь 7,5 м$^2$, объём 17,0 м$^3$. Через входное отверстие она хорошо освещается в светлое время суток. Экологическое состояние пещеры удовлетворительное.

*Пещера Индерская – 2* также расположена на гребне того же гипсового бугра, но несколько севернее пещеры Индерская-1. Вход в пещеру открывается в виде вертикального провала (с размерами горловины 2,5 × 1,5 м). Пещера заложена в гипсовых породах. Гипсы тёмно-серые, слоистые, залегающие субгоризонтально с небольшим падением к юго-западу. Протяжённость пещеры около 23,0 м, глубина относительно входа около 9,0 м, площадь 27,0 м$^2$, объём 70,0 м$^3$. Через входное отверстие она хорошо освещается в светлое время суток. Экологическое состояние пещеры удовлетворительное. Пещера представляет собой «холодовой мешок» и имеет снежно-ледовые отложения, сохраняющиеся в нижней части пещеры в течение всего года [3].

В мае 2015 года в ходе обследования юго-восточной части карстового поля был обнаружен карстовый участок разбитый разрывными трещинами соляно-купольного тектогенеза. Трещины вертикальные, глубиной до 10-15 м и шириной раскрытия до 1,0 м и более. Ориентировка трещин меридиональная и субширотная. Многие из них открываются на дневную поверхность. Но многие переходят в перекрытые вертикальные подземные полости коррозионно-

разрывного типа различной протяжённости и глубины. На этом участке во время экспедиционных работ в октябре 2015 года нами было найдено и обследовано две небольших пещеры также коррозионно-разрывного типа.

*Пещера Индерская – 3* является проходной пещерой. Она располагается между двумя воронками провального генезиса. Её протяжённость 14,0 м, площадь 12,0 м$^2$, объём 25,0 м$^3$. Глубина пещеры относительно входа 2,5 м, а относительно поверхности 4,5 м. Пещера заложена в горизонтально залегающих гипсах. Через входные отверстия пещера хорошо освещается в светлое время суток. Экологическое состояние пещеры удовлетворительное.

*Пещера Индерская – 4* представляет собой низкий лаз, средняя высота которого около 1,0 м. Протяжённость пещеры 21,5 м, площадь 28,0 м$^2$, объём 30,0 м$^3$. Глубина пещеры относительно входа 4,5 м, а относительно поверхности 13,5 м. Входное отверстие в виде горизонтального прямоугольника размером 1,5 × 0,5 м. Пещера имеет меридиональное направление и выработана также вдоль разрывной трещины. Вмещающие породы представлены горизонтально залегающими светло-серыми среднезернистыми гипсами. Экологическое состояние пещеры удовлетворительное.

Район окрестностей озера Индер требует дальнейшего детального карстолого-спелеологического обследования. Секция спелеологии и карстоведения Астраханского отделения РГО ближайшие годы планирует продолжить поиск и обследование пещер в этом интересном карстовом районе. Полученные данные позволят глубже понять историю формирования рельефа Северного Прикаспия.

Литература

1. Головачев И.В. Карст окрестностей озера Индер / И.В. Головачев // Геология, география и глобальная энергия. Астрахань: Издательский дом «Астраханский университет», 2012. № 2 (45). С. 7-16.

2. Головачев И.В. Результаты спелеологических исследований в окрестностях озера Индер // Спелеология и спелестология. Сборник материалов IV международной научной заочной конференции. Набережные Челны: НИСПТР, 2013. С. 13-17.

3. Головачев И.В. Криогенные отложения пещер в районе озера Индер / И.В. Головачев // Спелеология и спелестология. Сборник материалов VI международной научной заочной конференции. Набережные Челны: НИСПТР, 2015. С. 16-19.

4. Яцкевич З.В. Материалы к изучению карста Индерского поднятия // Известия Всесоюзного географического общества. Т. 69, выпуск 6, 1937. С. 937-955.

# СОВРЕМЕННАЯ АККУМУЛЯЦИЯ НАНОСОВ В ДНИЩАХ БАЛОК ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ[9]

*Голосов В.Н.*, Гусаров А.В.*, Иванова Н.Н.**, Шарифуллин А.Г.**
*Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия, gollossov@gmail.com, avgusarov@mail.ru, luleo123@mail.ru,
**Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, nadine_iv@mail.ru

# CONTEMPORARY SEDIMENTATION IN THE DRY-VALLEY BOTTOMS OF THE FOREST-STEPPE ZONE OF SREDNERUSSKAYA UPLAND

*Golosov V.N.*, Gusarov A.V.*, Ivanova N.N.**, Sharifullin A.G.**
*Kazan Federal University, Kazan, Russia, gollossov@gmail.com, avgusarov@mail.ru, luleo123@mail.ru,
**Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, nadine_iv@mail.ru

Эрозия и аккумуляция на пахотных землях, являющиеся ведущими экзогенными процессами в пределах равнинной части Европейской территории России (ЕТР), весьма чувствительны к климатическим изменениям, которые происходят в связи с глобальным потеплением. Одновременно в связи с распадом СССР на ЕТР отмечаются изменения землепользования, в большей мере затронувшие лесную и лесостепную зоны, где произошло существенное сокращение площади пашни. Прямые наблюдения за темпами склонового смыва с пашни в настоящее время не проводятся, поэтому количественно оценить влияние климатических изменений на проявление эрозионно-аккумулятивных процессов достаточно сложно. Одним из подходов, который может быть использован для выявления интенсивности смыва на пашне, является оценка темпов аккумуляции наносов в днищах долин первого порядка, наиболее приближенных к пашне на основе использования в качестве хрономаркеров изотопа цезия-137 ($^{137}Cs$) глобального и чернобыльского происхождения.

В качестве объекта исследования был выбран типичный по своим морфометрическим характеристикам водосбор первого порядка, расположенный в пределах бассейна р. Ведуга (Воронежская область), в 25 км к северо-западу от г. Воронежа в пределах восточного мегасклона центральной части Среднерусской возвышенности. Склоны междуречий данного водосбора полностью распаханы в течение последних 60 лет. Борта и днище балки залужены. В верхней трети её днища имеется земляная дамба, сооружённая вероятно в 1970-е годы и перехватывающая сток наносов, поступающих с верхней части водосбора.

По результатам геодезической съемки и детального обследования днища и бортов балки была составлена геоморфологическая карта-схема с выделением

[9] Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект 15-17-20006)

различных элементов рельефа, участков аккумуляции и транзита наносов и путей их поступления со склонов в днище балки, а также выбраны места заложения 4 почвенных разрезов, каждый из которых характеризует различные участки днища. Каждый разрез был подробно описан и в нём послойно через 3-5 см были отобраны образцы почв с фиксированной площади для определения концентрации изотопа $^{137}Cs$. По результатам проведения аналитических работ построены эпюры вертикального распределения изотопа $^{137}Cs$. По результатам работ были определены объёмы наносов, отложившихся в днище за два интервала времени 1986-2015 гг. и 1954-1986 гг.

Во всех разрезах хорошо идентифицируются пики повышенной концентрации $^{137}Cs$, позволяющие определить положение поверхности днища на момент выпадения из атмосферы изотопа $^{137}Cs$ чернобыльского происхождения в апреле-мае 1986 г. (рис. 1). Пики максимальных уровней глобальных выпадений изотопа $^{137}Cs$, соответствующие годам проведения максимального числа ядерных взрывов в открытой атмосфере (1958 и 1963 гг.), не идентифицируются. При этом во всех разрезах изотоп $^{137}Cs$ фиксируется на глубинах 40-105 см (для разных разрезов), соответствующие глубинам отбора проб в каждом из разрезов. Анализ эпюр вертикального распределения изотопа $^{137}Cs$ в сочетании с описанием разрезов позволяют утверждать, что в 1960-е годы в днище балки процессы размыва преобладали над процессами аккумуляции, то есть по сути это был действующий овраг. В дальнейшем по мере заполнения наносами днища принимающей долины (на которую опирается устье данной балки), процесс преобладания эрозии сменился аккумуляцией. Тем не менее, общий объём аккумуляции за период 1954-1986 гг. составляет как минимум 14901 т, или 465 т/год, тогда как за период 1986-2015 гг. отложилось порядка 7063 т, или 243 т/год. Учитывая, что для второго периода аккумуляция наносов была доминирующим процессом, можно сделать общий вывод о том, что темпы механической денудации на водосборе в период после 1986 г. снизились как минимум вдвое.

Основная часть наносов, накопленных в днище, поступает с пашни за счёт развития плоскостного и ручейкового смыва. Дополнительным источником наносов являлся материал, образовывавшийся за счёт выноса наносов из оврагов, формировавшихся на бортах (левом) балки, преимущественно в период до 1986 г., если исходить из анализа отложения, накопившихся в днище долины. Кроме того, часть наносов формировалась за счёт подмыва крутых бортов балки в нижней ее части. В настоящее время вклад овражной эрозии минимален, а размываний бортов не происходит.

Причиной отмеченной динамики являются, по всей видимости, изменения гидрометеорологических условий в регионе. Так, если средняя температура марта, в месяц активного снеготаяния, в период 1963-1985 гг. составляла здесь -3,2±0,9 $^{o}$C, то в период 1986-2015 − -0,7±1,1$^{o}$C; вслед за этим зафиксировано и уменьшение запасов воды в снеге и глубины промерзания почв (рис. 2). В результате талый сток и смыв, игравшие существенную роль в поступлении нано-

сов со склонов водосбора в днища, а также способствовавшие подмыву бортов нижней части балки, после 1986 г. проявляются крайне эпизодически.

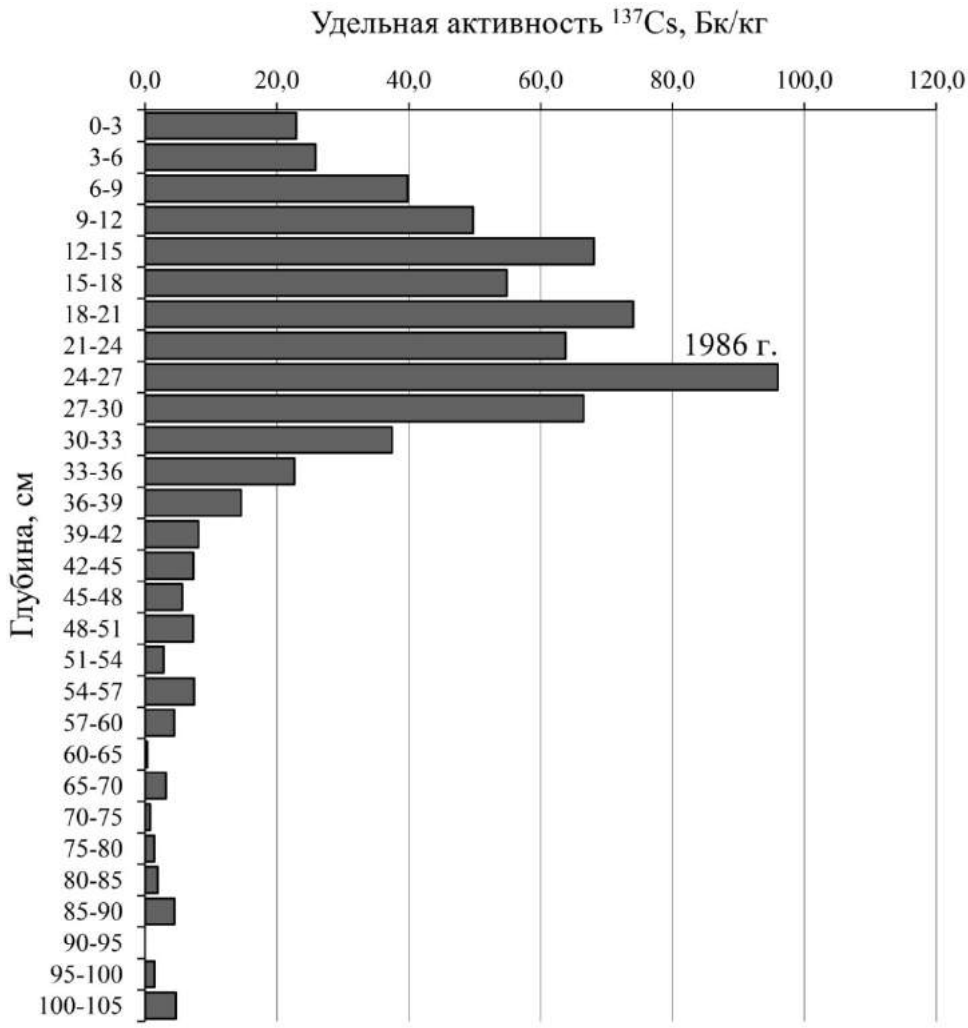



Рис. 1. Эпюра вертикального распределения изотопа $^{137}Cs$ по разрезу № 4 (нижний разрез)

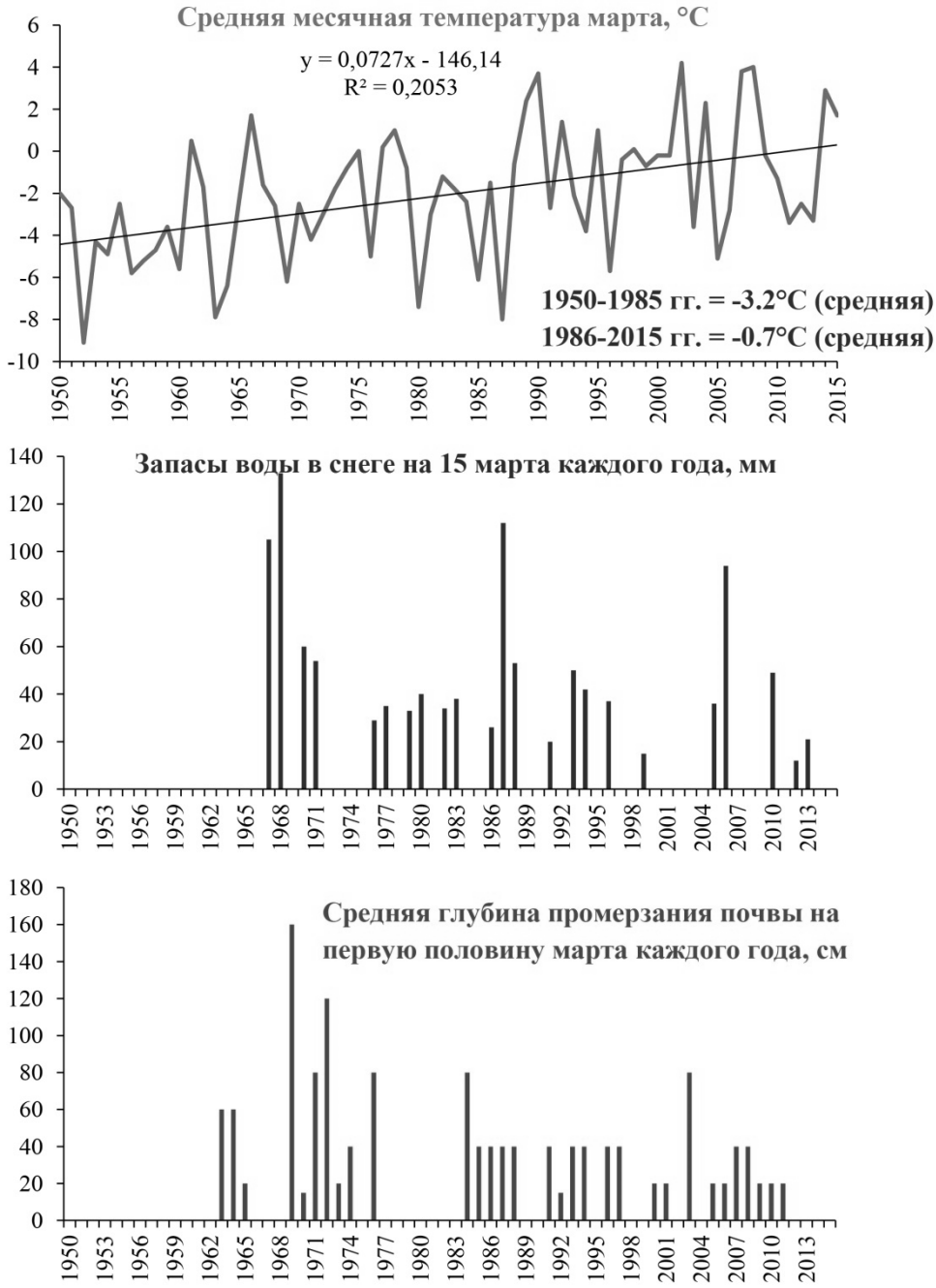



Рис. 2. Динамика изменения ряда гидрометеорологических показателей по метеостанции г. Старый Оскол (Белгородская область) во второй половине XX в. – начале XXI в.

Принципиальных изменений в севообороте, способных столь заметно сократить темпы эрозии на водосборе после 1986 г., не отмечено, как и нет изменений в площади самой пашни. Однако в настоящее время вследствие доминирования ливневого смыва усилилась, вероятно, аккумуляция наносов в днищах бывших оврагов-притоков, часть из которых на момент обследования заполнена наносами. Дополнительным свидетельством особенностей распространения зон аккумуляции наносов, поступающих в балку при ливневой эрозии, явились подсолнечники, находившиеся в стадии цветения-созревания в период обследования в конце сентября 2015 г. и растущие в днищах притоков, на их конусах выноса и частично в центральной части балки. По сути, они явились фитоиндикаторами аккумуляции наносов, отложившихся в пределах вышеназванных элементов рельефа после ливня, прошедшего очевидно в 2014 г.

## НОВОАФОНСКАЯ ПЕЩЕРА, РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ В 2015-2016 гг.

*Грабенко Е.А.*, Кадебская О.И.**, Кудерина Т.М.***, Мавлюдов Б.Р.***, Экба Я.А.*****

* Кавказский государственный природный биосферный заповедник, Майкоп, Россия, grabenko@inbox.ru

** Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия, icecave@bk.ru

*** Институт географии РАН, Москва, Россия, tmkud@yandex.ru, bulatrm@bk.ru

**** Институт экологии АНА, Сухум, Абхазия, ekba-yan@yandex.ru

## NOVOAFONSKAYA CAVE, RESULTS OF INVESTIGATIONS IN 2015-2016

Kadebskaya O.I.*, Ruderina T.M.**, Mavlyudov B.R.**, E.***, Ekba Ya.A.****

* Caucasus State Natural Biosphere Reservation, Maikop, Russia, grabenko@inbox.ru

** Mine Institute of Ural Division of RAS, Perm, Russia, icecave@bk.ru

*** Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, tmkud@yandex.ru, bulatrm@bk.ru

**** Institute of Ecology ASA, Sukhum, Abkhazia, ekba-yan@yandex.ru

Новоафонская пещера одна из самых известных экскурсионных пещер бывшего СССР. Однако научные исследования в ней проводились в основном перед экскурсионным оборудованием и сразу после него [1], а впоследствии они носили лишь эпизодический характер [2]. В 2015-2016 гг. была предпринята попытка проведения комплексных исследований в пещере, которая включала геоморфологические, геологические, гидрологические, гидрохимические, гид-

рогеохимические, климатические и изотопные исследования. В результате исследований был получен большой массив новой информации, которая находится в стадии пополнения и обработки.

В результате геологических и геоморфологических исследований удалось установить, что залы пещеры сформировались в замыкании сложной антиклинальной складки в известняках баррема. Также было обнаружено большое содержание гипса во вмещающих пещеру известняках, который представлен округлыми стяжениями до 20 см в поперечнике, сложенными кристаллами чистого мелкозернистого гипса с отдельными зернами барита и прожилками селенита. Стяжения по краям частично замещены халцедоном. Мы считаем, что присутствие легкорастворимых гипсов в известняках с меньшей растворимостью способствовало более легкому разрушению таких смешанных пород по сравнению с чистыми известняками, формированию полостей больших объемов, которые характерны для Новоафонской пещеры и других пещер этого района [1]. Растворение гипсов в стенах и сводах залов под действием инфильтрационных, конденсационных и поводковых вод могло способствовать обрушению сводов и частичному растворению вмещающих пород и их обломков. Наличие гипсов в известняке способствовало формированию обширной гипсовой минерализации в пещере, что не типично для многих пещер региона. В зале Анакопия на стенах были обнаружены наслоения вторичного гипса до 10 см толщиной.

Интересной особенностью Новоафонской пещеры является разрушение кремниевых конкреций, имеющихся в известняках и содержащих некоторое количество гипса, посредством воздействия инфильтрационных и конденсационных вод с превращением кремня предположительно в минерал маршаллит. При этом кремни становятся рыхлыми, легко выкрашиваются и осыпаются со сводов боковых галерей.

Гидрогеохимические исследования озерных вод Новоафонской пещеры проводились в летний и в зимний периоды в течение трех лет. Гидрохимические исследования (pH, ppm, t) в глубокую межень 2014 и 2015 гг. позволили показать, что все три постоянных озера пещеры (Анатолия, Голубое и Нартаа) в этот период являются изолированными и не имеют связи с левобережным, которая ранее была отмечена в период паводкового режима. Озеро в зале Махаджиров является временным. Для вод озер были типичны значения pH 7,4-7,6, общая минерализация колебалась от 105 до 122 мг/л [3]. При этом в межень температура воды в озерах оказалась различной. Уровень воды в озерах пещеры зависит от количества выпадающих осадков. Для отбора проб труднодоступного Голубого озера, расположенного на дне колодца, использовался беспилотный летательный аппарат.

Результаты геохимических исследований вод пещеры представлены в таблице 1.

*Таблица 1*

*Химический состав воды озер Новоафонской пещеры в мкг/л (ppb)*

| Элемент | Озеро Анатолия | | | Голубое озеро | | Махаджи-ров озеро | Озеро Нартаа | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 09.2014 | 09.2015 | 02.2016 | 09.2015 | 02.2016 | 09.2014 | 09.2014 | 09.2015 | 02.2016 |
| **B** | **4,98** | **2,79** | **1,92** | **2,62** | **1,46** | **5,67** | **4,75** | **3,20** | **1,90** |
| **C** | **107859,69** | **106172,78** | **66548,45** | **83146,21** | **62419,04** | **102247,44** | **96426,36** | **100385,39** | **73251,23** |
| **Na** | **918,61** | **706,69** | **629,82** | **451,42** | **542,25** | **1066,52** | **909,97** | **888,04** | **589,17** |
| **Mg** | **4698,59** | **6396,96** | **2819,13** | **3706,60** | **2554,87** | **2599,52** | **4331,12** | **6308,18** | **3791,79** |
| **K** | **752,86** | **638,55** | **1599,67** | **478,02** | **845,80** | **675,53** | **599,45** | **647,99** | **999,78** |
| **Ca** | **47994,06** | **44564,31** | **51465,27** | **30554,85** | **45367,84** | **51618,81** | **43566,74** | **43501,40** | **57168,41** |
| **Sr** | **69,80** | **61,59** | **91,13** | **53,41** | **71,89** | **96,00** | **63,32** | **61,25** | **100,37** |
| Ti | 53,76 | 82,32 | 18,93 | 42,12 | 22,31 | 58,42 | 40,90 | 38,06 | 28,10 |
| V | 0,33 | 1,68 | 0,52 | 3,28 | 0,50 | 0,18 | 0,35 | 1,50 | 0,67 |
| Cr | 6,05 | 5,76 | 4,23 | 5,42 | 4,01 | 5,78 | 5,45 | 5,15 | 4,95 |
| Fe | 347,71 | 329,25 | 1256,79 | 367,31 | 1169,69 | 385,56 | 312,74 | 319,56 | 1432,90 |
| Co | 0,12 | 0,11 | 0,53 | 0,30 | 0,42 | 0,14 | 0,10 | 0,16 | 0,34 |
| Ni | 1,21 | 1,05 | 3,81 | 0,94 | 3,75 | 1,33 | 1,05 | 1,20 | 3,86 |
| Cu | 0,52 | 0,23 | 1,16 | 0,26 | 0,78 | 0,32 | 0,27 | 0,19 | 0,73 |
| Zn | 0,29 | 0,24 | 2,36 | 0,40 | 1,80 | 0,49 | 0,17 | 0,37 | 0,79 |

Примечание: элементы глобального распространения выделены жирным шрифтом.

В зимнее время, когда увлажнение в регионе значительно увеличивается, в пещере наблюдается накопление биофильных элементов глобального распространения K, Ca, Sr. При этом также в озерах аккумулируется ряд тяжелых металлов Fe, Co, Ni, Cu, Zn, которые относятся к элементам регионального и локального распространения.

В летнее время дифференциация элементов более разнообразна и зависит от актуального режима увлажнения пещеры и окружающих ландшафтов. Из элементов глобального распространения выделяются элементы B, Na, Mg и в нижней части пещеры C. Элементы регионального и локального распространения Ti, V, Cr также накапливаются летом в воде озер пещеры.

Что касается связи озер, то различие в химическом составе в межень говорит об их обособленности. Нет полного сходства химического состава вод озер и при паводковом режиме. В тоже время, поскольку многие элементы испытывают однотипные колебания (правда, иногда с разной амплитудой) во времени, то эта связь между озерами имеется. Эта связь становится наибольшей при большой воде и наименьшей в периоды межени. При этом разные элементы испытывают разнонаправленные колебания состава при повышении уровня воды в озерах. Например, количество B, C и Mg в воде с ростом количества воды в озерах убывает, а количество всех остальных элементов с ростом водности озер возрастает. Исключение составляет Ti, количество которого изменяется в разных озерах разнонаправлено.

Исследование климатической системы Новоафонской пещеры показало, что после сооружения водоотводных туннелей в 1980-х гг. система циркуляции воздуха в пещере изменилась. Первоначально пещера представляла собой нисходящий мешок почти без вентиляции воздухаю. Сооружение транспортного туннеля превратило пещеру в слабо динамическую, поскольку при движении поезда в пещеру нагнетался воздух, а при движении поезда из пещеры из нее

отсасывался воздух. После сооружения водоотводных туннелей пещера стала вентилироваться (по крайней мере, залы Анакопия, Махаджиров и Нартаа непосредственно, а остальные залы – опосредованно). Поскольку у пещеры кроме естественного верхнего входа появился нижний вход (превышение между входами около 180 м), то в залах пещеры не только стал циркулировать воздух, но и возникло сезонное переключение направления воздушной тяги, характерное для пещер с входами, расположенными на разных высотных уровнях. При этом воздух в пещере сильно стратифицирован: самая низкая температура воздуха типична для озерных котловин, а при подъеме по склону к туристической тропе температура повышается; также температура растет к сводам полости. Отеплению сводов пещеры способствуют: 1) теплый воздух с поверхности, засасываемый летом через верхний вход, 2) тепло осветительных ламп накаливания и энергоустановок, 3) тепло, выделяемое туристами и транспортом. Зимой холодный воздух в пещеру практически не попадает, поскольку он отепляется в водоотводном туннеле длиной более 1500 м. Таким образом, холодная температурная аномалия, где средняя годовая температура в полости ниже средней годовой температуры на поверхности, оказалась приуроченной к туннельной системе водоотвода. Теплая температурная аномалия в пещере затрагивает не только входную шахту, но и часть зала Анакопия. При этом больших колебаний температуры воздуха, как в зале Анакопия (до 5°С в течение года), в других залах Новоафонской пещеры не наблюдается, что позволяет отнести их к нейтральной зоне пещеры.

Оказалось, что более сухой зимний воздух, поступающий из водоотводных туннелей, осушает территории по соседству с местами выхода туннелей в пещеру. Осушению также способствует отсутствие увлажнения грунтов озерными водами в паводок. Напротив, летний влажный воздух, приносимый с поверхности через входную шахту, способствует увеличению влажности в зале Анакопия, конденсации влаги на сводах, что способствует растворению гипса с дальнейшим его переотложением в нижних частях стен зала.

Изучение радиационного фона в пещере показало, что он практически везде в пещере низок, за исключением зала Храм (0,51-0,65 мкЗв/ч). По данным абхазских исследователей измерения массовой активности радиоактивных источников излучения в Новоафонской пещере в зале Махаджиров в районе Белой горы находятся на грани ПДК - около 200 Бк/л. Повышение радиации предположительно связано с органическими накоплениями в пещере (гуано летучих мышей и гумус почвы, принесенной с поверхности в пещеру через трещины в известняках. [3].

Изучение мелких гидрологических объектов в пещере (капели, ванночки гуров) показало сезонность обводнения целого ряда натечных образований. Оказалось, что во время глубокой межени многие ванночки гуров высыхают, при этом во многих местах также прекращается капель на сталагмиты (в том числе, на Белую Гору). При этом высыхают и сталактиты, и натечные коры. В то же

самое время, в пещере имеются участки, где капель никогда не прекращается, например, в зале Апсны.

Изучение изотопного состава воды капелей в пещере показало, что в течение зимнего периода, когда тяга направлена от нижнего входа в пещеру к верхнему, минерализация воды капелей понижается и колеблется около 116-120 мг/л. В этот же период изотопный состав кислорода также мало меняется, колеблясь около -8,5 - -8,6 ‰ SMOW. При летней тяге минерализация капающей воды увеличивается до 160-180 мг/л, а в сентябре 2015 г. даже до 203 мг/л. При этом изотопный состав кислорода начинает колебаться от -8,3 до -9,0 ‰ SMOW. По дейтерию, наоборот наибольший разброс значений отмечается зимой, а более стабильные значения – летом.

Имеется два мнения о происхождении Новоафонской пещеры: обычное карстовое [1] и гидротермальное [5]. На основании наших исследований Новоафонской пещеры в 2015 г., а также на основании посещения этой пещеры ранее, а также исследований, проведенных в пещерной системе Снежная-Иллюзия-Меженного, мы больше склоняемся к первой точке зрения. В настоящий момент не найдено никаких реальных доказательств, кроме размеров полостей, подтверждающих гидротермальное происхождение Новоафонской пещеры. Правда В.Н. Дублянский считал [5], что источник Псырцха может подпитываться глубинными водами, полагая, что и Новоафонская пещера имеет тоже гидротермальное происхождение. Однако, несмотря на то, что в паводки пещерные озера и левобережный источник Псырцха связаны, хотя в межень они разобщены, это не значит, что они обязаны иметь общее происхождение. Поэтому, могут, например, существовать две обособленные системы пещерных каналов, имеющие разное происхождение, но сообщающиеся в паводок. Дальнейшие работы, возможно, позволят разобраться в этом вопросе.

В процессе полевых работ была проведена съемка местности над пещерой в сентябре 2015 и феврале 2016 г. при помощи беспилотного летательного аппарата (Phantom 3) с целью получения цифровой модели местности над пещерой и точной привязки входов в пещеру к ней.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-55-40014.

Литература

1. Тинтилозов З.К. Новоафонская пещерная система. 1983. Тбилиси: Мецниереба. 149 с.

2. Экба Я.А., Дбар Р.С. Экологическая климатология и природные ландшафты Абхазии. Сочи: Папирус-М-Дизайн. 2007. 324 с.

3. Кудерина Т.М., Мавлюдов Б.Р., Грабенко Е.А. Гидрогеохимия пещер Западного Кавказа // Материалы VI Международной научной конференции «Проблемы природопользования и экологическая ситуация в европейской России и сопредельных странах». Белгород, 12-16 октября 2015 г. С. 244-248.

4. Кудерина Т.М., Мавлюдов Б.Р., Грабенко Е.А., Экба Я.А., Мархолия В.В. Измерение радиационного фона в пещерах Западного Кавказа // Пещеры: Межвуз. сб. науч. тр. / Перм. ун-т. Пермь, 2015. Вып. 38. С. 89-95.

5. Дублянский В.Н. Гидротермокарстовые пещеры юга СССР // Пещеры. 1981. Вып. 18. Пермь: Пермский университет. С. 16-25.

## СТРОЕНИЕ ДОЛИНЫ Р. ШУРА-ОЗЕНЬ НА УЧАСТКЕ ЭОЛОВО-АККУМУЛЯТИВНОГО КОМПЛЕКСА “САРЫКУМ” (РЕСПУБЛИКА ДАГЕСТАН)[10]

*Гусаров А.В.*
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия, avgusarov@mail.ru

## THE STRUCTURE OF SHURA-OZEN’ RIVER VALLEY AT THE SITE OF AEOLIAN-ACCUMULATIVE COMPLEX "SARYKUM" (REPUBLIC OF DAGHESTAN)

*Gusarov A.V.*
Kazan Federal University, Kazan, Russia, avgusarov@mail.ru

**Введение.** Речные долины восточного мегасклона Большого Кавказа характеризуются сложной историей формирования и развития, для которой свойственно чередование эпох эрозионного врезания и преимущественной аккумуляции, связанных с многократными колебаниями ландшафтно-климатических условий и уровня Каспийского моря в конце кайнозоя на фоне новейших тектонических движений. Одна из таких долин – долина р. Шура-Озень (центральная часть Республики Дагестан), известная своими опорными разрезами хазарских, хвалынских и новокаспийских морских осадков, и тем, что близ ее бортов, после выхода на Терско-Сулакскую низменную равнину с Предгорного Дагестана, располагается один из уникальных природных объектов Евразии – эолово-аккумулятивных комплекс “Сарыкум”, история которого тесным образом связана с эрозионно-аккумулятивной деятельностью этой реки.

**Материал.** Материал исследования – 33 образца кластических пород аллювиального и морского (в т.ч. прибрежно-морского) генезиса, каждый из которых представляет собой смесь четырех проб (метод квартования), взятых через равный дистанционный интервал согласно простиранию породы в разрезе. При маршрутном обследовании участка работы в долине р. Шура-Озень в пределах сохранившихся пойменных и террасовых тел были выбраны наиболее предста-

[10] Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00018-а) и при содействии администрации Государственного природного заповедника (ГПЗ) “Дагестанский” (официальный сайт заповедника – http://www.dagzapoved.ru)

вительные и морфологически лучше выраженные их поверхности для заложения геологических разрезов. Изученный пойменно-террасовый комплекс в долине реки расположен (сравнительно хорошо сохранился) сразу ниже по ее течению от массива Сарыкум, который прорезается речной долиной на две неравные части – Большой (Западный) и Малый (Восточный) Сарыкумы [1].

**Методы.** В ходе работ были задействованы следующие методы: при полевых маршрутах проводились заложения геологических разрезов, которые, в зависимости от высоты и уклона поверхностей уступов пойм и террас, а также их доступности, осуществлялись как вручную, так и с использованием механизированной техники (зачастую совместно), и послойный отбор образцов для последующих лабораторных анализов; лабораторные гранулометрический и минералогический анализы образцов; радиоуглеродное (сцинтилляционный метод) датирование 3 образцов погребенных почв.

**Результаты.** Установлено сложное строение долины р. Шура-Озень на участке развития эолово-аккумулятивного комплекса “Сарыкум”: зафиксировано наличие двухуровневой поймы (низкая и высокая) и предположительно шести надпойменных террас. На основе послойного описания разрезов и гранулометрического и минералогического анализов образцов впервые составлена сравнительно полная схема геологического строения пойменно-террасового комплекса долины р. Шура-Озень, которая позволяет выделить в комплексе две группы террасовых уровней, резко различающихся своим строением и, следовательно, историей развития (рис. 1).

Первая группа – это пойменный комплекс и высокие (V и предположительно VI) террасы, с закономерным чередованием по профилю пойменных и русловых фаций аллювия сравнительно нормальной мощности. Вторую группу представляют I, III и IV террасы, в профиле которых очевидна резко увеличенная (ненормальная) мощность пойменного аллювия (особенно у IV террасы), представленная разными по гранулометрическому составу песчаными фациями, накопление которых обусловлено сменой ландшафтно-климатических условий в бассейне реки.

Анализ гранулометрических спектров аллювиальных отложений высоких террас долины реки позволил сделать важный, хотя и осторожный, вывод о том, что наиболее активная фаза эолового формирования дюн Большого Сарыкума проходила в эпоху, предшествующую формированию высоких террас долины р. Шура-Озень, т.е. после формирования песков как пролювиально-дельтового образования, но до формирования собственно долины р. Шура-Озень.

Предполагается хронологическая связь стадийных прибрежно-морских кос и т.н. берегового вала, расположенных севернее Сарыкума (рис. 2), с аллювиальными отложениями соответственно III и VI (?) надпойменных террас долины р. Шура-Озень.

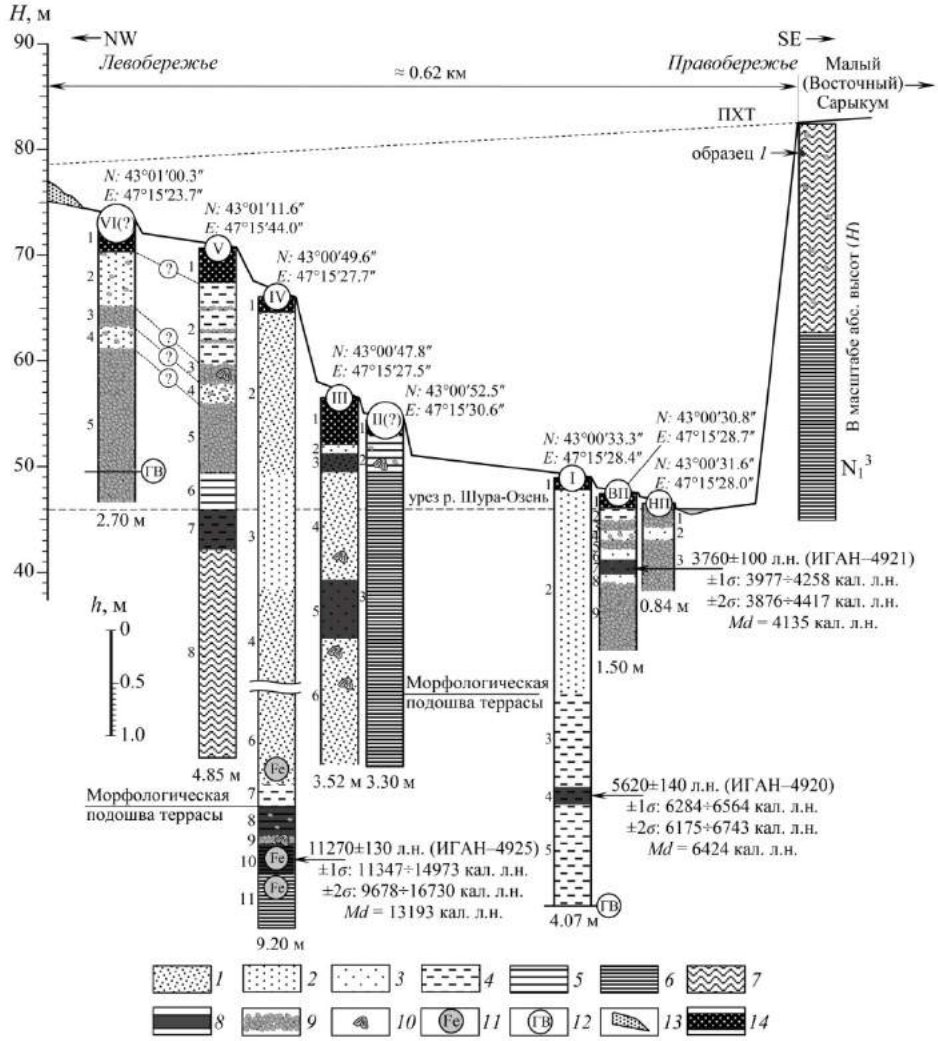



Рис. 1. Схема строения пойменно-террасового комплекса долины р. Шура-Озень по линии обобщенного поперечного профиля. Шкалы: *H* – абсолютных высот рельефа, *h* – относительных глубин геологических разрезов террас и пойм; ПХТ – предполагаемая поверхность позднехазарской террасы Каспийского моря; I, II … VI – порядковые номера речных террас, ВП – высокая пойма, НП – низкая пойма; 1, 2, 3… – слои геологических разрезов речных террас и пойм; 2.70 м, 4.85 м … – общие глубины описанных разрезов; *N/E* – географические GPS-координаты разрезов.

*Гранулометрический состав*: *1* – песок чистый, *2* – песок слабоалевритистый, *3* – песок алевритистый, *4* – песок сильноалевритистый, *5* – песок глинисто-алевритистый, *6* – алеврит сильноглинистый, *7* – резко разнозернистая песчано-глинисто-алевритовая порода, *8* – погребенная почва, *9* – гравий + галька; *10* – обломки раковин моллюсков (род *Didacna* и пр.), *11* – следы ожелезнения, *12* – уровень грунтовых вод, *13* – эоловые (бугристо-котловинные) пески, *14* – дернина + гумусовый слой современных почв.

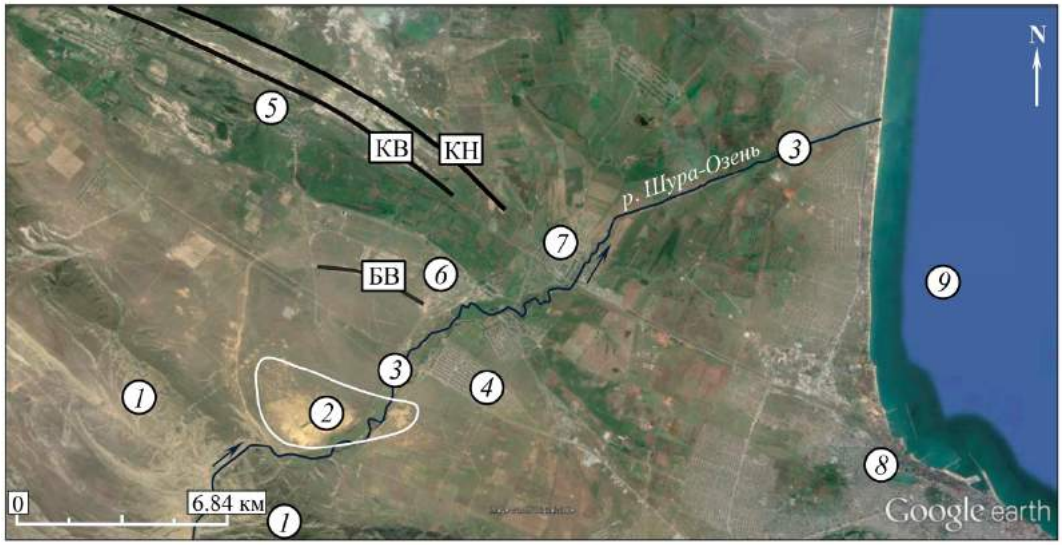



Рис. 2. Расположение древних разновозрастных прибрежно-морских кос и берегового вала относительно эолово-аккумулятивного комплекса “Сарыкум” и современной долины р. Шура-Озень.
КВ – коса верхняя, КН – коса нижняя, БВ – береговой вал; *1* – хребет Нарат-Тюбе, *2* – комплекс “Сарыкум” (оконтурен сплошной белой линией), *3* – долина р. Шура-Озень в пределах Терско-Сулакской равнины, *4* – п. Коркмаскала, *5* – с. Алмало, *6* – с. Тюбе, *7* – п. Шамхал, *8* – г. Махачкала, *9* – Каспийское море.

Придерживаясь геохронологической схемы, согласно которой хвалынская стадия Каспийского моря является молодой (16–10 тыс. лет назад), возрастная привязка пойменно-террасового комплекса р. Шура-Озень нам видится, на данный момент, следующим образом: время формирования VI и V террас в долине предполагается как раннехвалынское (в интервале 16–14 тыс. лет назад) и, соответственно, приурочено к Сыртовой и Талгинской трансгрессиям Каспия; IV террасы – среднехвалынское (в интервале 14–12 тыс. лет назад), формирование аллювия которой происходило между двумя наиболее глубокими врезами реки, приуроченными к Эльтонской и Енотаевской регрессиям Каспия; III террасы – поздняя Хвалынь (12–10 тыс. лет назад); II и I террасы, а также пойменные уровни реки – голоцен (моложе 9–8 тыс. лет). Следовательно, можно осторожно предположить время заложения долины р. Шура-Озень в ее современном виде на данном участке течения – стадия глубокой Ательской регрессии предхвалынского Каспия (ок. 18–17 тыс. лет назад), а время формирования песков Сарыкума как дельтовых образований – доательское (более 18 тыс. лет назад).

Литература

1. Гусаров А.В. Эолово-аккумулятивный комплекс “Сарыкум” как уникальный геоморфологический объект России: история изучения, гипотезы происхождения // Геоморфология. 2015. № 2. С. 54–71.

# УСЛОВИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ В ВЕРХНЕВОЛЖЬЕ

*Еременко Е.А., Каревская И.А., Мухаметшина Е.О.*
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет; Москва, Россия, kate2693@mail.ru

# SPECIFICATION OF LATE PLEISTOCENE SEDIMENTATION AND RELIEF FORMATION IN THE UPPER VOLGA REGION

*Eremenko E.A., Karevskaya I.A., Mukhametshina E.O.*
Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, kate2693@mail.ru

Территория Верхневолжья неоднократно подвергалась воздействию процессов ледникового и водно-ледникового морфолитогенеза в позднем плейстоцене, располагаясь в непосредственной близости от края позднеплейстоценовых ледниковых покровов, а в отдельные эпохи, вероятно, отчасти им перекрывавшаяся. Изучение истории позднеплейстоценового развития рельефа этого района позволяет уточнить существующие представления о процессах морфолитогенеза в приледниковой зоне равнин умеренного пояса. Изучаемая территория располагается в Тверской области, в окрестностях дер. Большая Коша Селижаровского района. В нескольких километрах к северу от района работ проходит реконструируемая максимальная граница поздневалдайского оледенения, следы которого сохранились в рельефе и отложениях [1]. Наиболее распространёнными генетическими комплексами рельефа в пределах территории являются ледниковый, водно-ледниковый и флювиальный. Участок работ располагается в бассейне реки Малая Коша – левого притока реки Волга. Средние абсолютные отметки прилегающих к долине междуречных поверхностей – 230-232 м, днища долины – 198-200 м.

Рельеф междуречий изучаемой территории имеет ледниковое и водно-ледниковое происхождение, сформировался в эпоху московского оледенения [2]. К данному генетическому комплексу относятся горизонтальные и субгоризонтальные поверхности и склоны ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции, пологонаклонные поверхности долинных зандров, ложбины стока талых ледниковых вод и днища древних озёрных котловин. Долины р. Волги и ее притоков - рек Большая и Малая Коша - достаточно хорошо развиты; включают пойму и три надпойменных террасы. Наиболее широкую и развитую долину (до 1,8 км) имеет река Волга. Ширина долин Большой и Малой Коши не превышает 500-700 м. В долине реки Большая Коша у деревни Заря хорошо выражен террасоувал со склоном крутизной порядка 10°, образовавшийся в результате выполаживания, сглаживания бровок и тыловых швов первой и второй надпойменных террас.

Для реконструкции истории развития рельефа и условий его формирования в послеледниковое (послемосковское) время в непосредственной близости от края покровного валдайского ледника на исследуемой части Верхневолжья был выполнен комплекс геоморфологических работ, включавший крупномасштабное геоморфологическое картографирование, описание шурфов, зачисток и кернов скважин, отбор образцов для комплекса аналитических исследований. Поскольку спектр и интенсивность процессов рельефообразования на равнинах во многом определяются спецификой палеоландшафтов, был выполнен спорово-пыльцевой анализ рыхлых отложений и восстановлены фитоклиматические параметры палеоландшафтов.

Органогенные и озерные отложения были вскрыты в борту долины р. Большая Коша (разрез «У погоста Ильи Пророка», впервые описанный А. Дитмаром в 1871 году [3]), а также на левом борту долины реки Малая Коша. Т.И. Столярова, Н.С. Чеботарева и М.А. Недошивина осадки, вскрытые «у погоста Ильи Пророка» относят к одинцовскому межледниковью, а сходные торфа и глины в долине р Малой Коши – к микулинскому межледниковью [4]. М.А. Недошивина и Н.С. Чеботарева по характеру палеопалинофлоры отмечают черты лихвинского межледниковья в озерно-болотных отложениях на реке Большая Коша [5]. Таким образом, по немногочисленным имеющимся сведениям можно заключить, что в пределах Верхневолжья вскрываются межледниковые отложения разного литологического состава, однако, по результатам палинологического анализа, зачастую исследователи расходятся во мнении о времени их формирования.

Для реконструкции условий средне-позднеплейстоценового морфолитогенеза на территории Верхневолжья в районе д. Большая Коша был описан разрез рыхлых отложений в борту долины реки Малая Коша на отметке 12 м над урезом реки, где сверху вниз вскрываются: пылеватые тонкослоистые суглинки (0,0 – 2,1 м); валунные суглинки с прослоями песка (2,1 – 4,4 м); слоистые сизовато-серые супеси, в нижней части горизонта переходящие в глины с прослоями и линзами разнозернистого песка (4,4 – 4,8м) с фациальным переходом в оторфованный горизонт; слоистые по цвету средне-мелкозернистые пески от коричневато-палевых до светло-серых (4,8 – 6,0 м); тяжелые суглинки коричневато-серые, переходящие в торф (6,0 – 8,9 м); песок палево-коричневый со слоями ожелезнения (8,9 – 9,4 м); вишнево-шоколадные глины (9,4 – 9,6 м). По простиранию описанной рыхлой толщи на глубине 8,0-6,1 м прослеживается линзовидный горизонт «синих глин» и тяжёлых суглинков, перекрытый торфяником (6,1 – 5,0 м).

Ископаемые спорово-пыльцевые спектры нижней части описанного разреза характеризуют горизонт «синих глин» на гл. 7,4–7,0 м. и тяжёлый суглинок на глубине 6,6 м (палинозона 1). В преобладающей группе пыльцы деревьев и кустарников доминируют зёрна Pinus s.g. Haploxylon (30-65%); субдоминанты - микрофоссилии берёз из секций Albae et sect. Costatae, елей (Picea sect. Eupiceae; P.sect. Omoricae), Cupressaceae; обнаружены зёрна Larix, Alnus glutinosa; A.

incana. Постоянно присутствует пыльцы представителей субарктики: кустарниковые берёзы (Betula sect. Fruticosae - до 7%), ольховник (Alnaster - до 5%) и ива (Salix - до 3%). Много микрофоссилий, переотложенных из более древних кайнозойских отложений. Они принадлежат термофильным южно-бореальным и субтропическим таксонам, экологически не совместимым с представителями северо-бореальной и даже субарктической флор, пыльца которых доминирует в ископаемых спектрах.

В группе трав и кустарничков преобладает пыльца луговых и луговостепных таксонов (Gramineae, Cyperaceae, Liliaceae, Ranunculaceae), а также пыльца растений сухих степей (Artemisia, Chenopodiaceae, Cariophyllaceae) и тундро-степей (Ephedra, Saxifragaceae). Присутствуют зёрна водоплавающих таксонов и эдификаторов заболоченных лесо-тундровых ценозов.

Среди спор в «синих глинах» доминируют зелёные мхи (Bryales - до 73%). Показателен высокий процент пыльцы Marsileaceae и присутствие зёрен Salviniaceae – водно-болотных папоротников, обитающих, как правило, по берегам зарастающих водоёмов.

Общий состав палиноспектров, соотношение доминантов растительного покрова, характер ископаемой палинофлоры позволяют реконструировать следующие фито-климатические условия: нижние горизонты «синих глин» на глубине 7,43 – 7,0 м формировались в пределах перигляциальной зоны завершающей стадии московского оледенения; северо-таёжные елово-лиственнично-берёзовые леса и редколесья сочетались с тундровыми и степными ценозами.

Лесотундровые ландшафты были представлены участками елово-лиственнично-берёзовых редколесий и ивнячково-осоково-зеленомошных тундр. Кустарниковые берёзы и ольховник входили в состав подлеска или образовывали крупно-кустарниковые ценозы на открытых местах. По берегам зарастающих водоёмов расселялись влаголюбивые и водно-болотные растения.

Холодные лесостепные ландшафты представляли собой мало облесённые территории. Холодные сухие степные сообщества из полыни, маревых, гвоздичных, камнеломковых, крестоцветных, сложноцветных и других трав и кустарничков перемежались с небольшими массивами смешанных берёзово-елово-сосновых лесов и редколесий. Климат был значительно холоднее и континентальнее современного. Присутствие в ископаемой палинофлоре субарктических таксонов, позволяет предполагать на территории исследования островную многолетнюю мерзлоту.

Палиноспектры горизонта «синих глин» содержат большое количество пыльцевых зёрен, переотложенных как из позднекайнозойских отложений (до 30%), так и из более древних мезозойских и палеозойских осадков (до 15%). Это связано с мощной экзарационной деятельностью ледника и с флювиогляциальными потоками. В районе Верхневолжья профили стока ледниковых вод, по-видимому, выполаживались, скорости и мощности потоков замедлялись, в результате чего происходило накопление преимущественно тонкого глинистого

материала, а соответственно и принесённых талыми водами переотложенных древних микрофоссилий.

В ископаемом палиноспектре из тяжёлых суглинков (гл. 6,6 м) увеличивается доля древесных пород за счёт сосен сибирской и обыкновенной, лиственницы, берёзы пушистой и даже (самого выносливого) представителя широколиственных таксонов – ильма; сокращается доля зелёных мхов и, главное, исчезают переотложенные древние докайнозойские микрофоссилии.

То есть, формирование горизонта синих глин и тяжёлого суглинка (палинозона 1) происходило при постепенном облесении территории на фоне общего потепления климата и изменения гидродинамических условий потоков. Характер и динамика реконструированных палеоландшафтов позволяют предполагать, что горизонт «синих глин» и тяжёлые суглинки формировались в конце криоксеротической фазы завершающей конечной стадии московского оледенения и в самом начале термоксеротической фазы микулинского межледниковья.

В ископаемых палиноспектрах торфяников на глубине 6,1 – 5,0 м (палинозона 2) резко возрастает процент пыльцы древесно-кустарниковых пород (79,0 – 86,5%) на фоне незначительного участия зёрен травянисто-кустарничковой растительности (5,3 – 6,8%) и спор (4,7 – 12,8%).

Древесно-кустарниковая группа ископаемых спектров представлена в подавляющем большинстве зёрнами широколиственных таксонов (70,0 – 90,0%) и ольхи (Alnus). Доля темнохвойных пород составляет всего 1,8 – 13,2%; мелколиственных (Betulaceae) – от 1,0% до 9,3%. Палиноспектры отражают фазу широколиственных лесов и ольшаников с незначительной долей в растительном покрове темнохвойных (ели, лиственницы, пихты) и мелколиственных (берёза) ценозов.

По мере накопления торфа в составе палиноспектров происходили существенные изменения. На глубине 6,1 м в спектрах доминируют (42%) пыльцевые зёрна дубов (Quercus robur, Q. pubescens) и вязов (Ulmus). Выше по разрезу на глубине 5,88м–5,45м резко увеличивается (до 41,3%) доля пыльцы ольхи (Alnus glutinosae, A. incana, Alnus sp.) и лещины (Corylus avellana – до 20,0%). Выше - на глубине 5,28 – 5,05м абсолютным доминантом (44,2%) становится пыльца лещины (Corylus avellana, C. betulus) и других видов орешника, а содержание ольхи падает до 34%. В этом же интервале возрастает роль пыльцы граба (Carpinus - до 9,0%) и липы (Tilia - до 8,0%).

Судя по характеру ископаемых палиноспектров и палеорастительности торфяник формировался в условиях тёплого климата зоны широколиственных лесов. Смена доминантов в составе лесных ценозов, зафиксированная палиноспектрами снизу вверх по разрезу, свидетельствует о тенденции к постепенному потеплению климата: в нижней части разреза преобладает пыльца дуба и вяза, выше отмечен максимум пыльцы лещины и ольхи, а затем – усиление роли граба и липы.

Выявленная для палинозоны 2 последовательность кульминаций широколиственных таксонов в составе реконструированных палеолесов хорошо сопо-

ставляется с результатами палинологических исследований озёрной толщи в бассейне реки Малая Коша Н.С. Чеботарёвой, В.В. Писаревой, Е.С. Малясовой [6], выявивших роль граба как основной лесообразующей породы в оптимум Микулинского межледниковья на территории Валдайской возвышенности.

Выводы: 1. Формирование горизонта «синих глин» и тяжёлых суглинков происходило в пограничное время между конечной стадией Московского оледенения и началом Микулинского межледниковья; 2. Торфяник перекрывает горизонт «синих глин» с большим перерывом; 3. Смена кульминаций широколиственных таксонов в составе палеорастительности по мере накопления торфа характерна для микулинского межледниковья; 4. Наметившаяся снизу вверх по разрезу тенденция к увеличению роли граба в лесных массивах позволяет предполагать, что формирование горизонта торфа происходило в конце первой половины микулинского межледниковья.

Литература

1. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. Атлас-монография «Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен – голоцен. Элементы прогноза». Вып. 2. Общая палеогеография. Под ред. А.А. Величко. М., ГЕОС, 2002, 232 с.

2. Спиридонов А.И. Геоморфология Европейской части СССР. Учебное пособие для студентов-географов университетов. М. Высшая школа, 1978, 335 с.

3. Дитмар А.Ю. Отчет по геогностическому исследованию Осташковского, Ржевского и др. уездов // Мат-лы для геол. России, т.3, 1871.

4. Чеботарева Н.С., Недошивина М.А., Столярова Т.И. Московско-валдайские (микулинские) межледниковые отложения в бассейне Верхней Волги и их значение для палеогеографии. Бюлл. Комиссии изуч. Четверт. Периода, 1961, № 26.

5. Краснов И.И., Колесникова Т.Д. Новые данные о межледниковых отложениях в бассейне Верхней Волги // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода № 31, 1967. С. 140-146

6. Чеботарёва Н.С., Писарева В.В., Малясова Е.С. Древнеозёрный бассейн в долине р. Малой Коши. М: Изв. АН, сер. география №3, 1979. С. 94-102.

# СОВРЕМЕННОЕ РУСЛОФОРМИРОВАНИЕ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО КРАЯ

*Зима Ю.В.*
Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия,
zima.yura@mail.ru

# MODERN CHANNEL FORMATION ON THE TERRITORY OF ZABAIKALSKY KRAY

*Zima Ju.V.*
*Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia,*
*zima.yura@mail.ru*

Забайкальский край, является восточным фрагментом обширной территории за Байкалом, охватывает значительную часть Центрально-Азиатского мирового водораздела бассейнов Тихого и Северного Ледовитого океанов. Здесь берут начало верховые истоки главнейших водных артерий Сибири, Дальнего Востока и Центральной Азии – Амура, Лены, Енисея.

Енисей через систему Хилок - Селенга – Байкал – Ангара, Лена через протоки Витим и Олекма, Амур через Онон, Ингоду, Шилку Аргунь. Важнейшая особенность западной части Забайкальского края, это принадлежность ее к бассейну оз. Байкал, объявленного Участком Мирового Наследия.

В 1977 г. сельский учитель Тимур Ухинович Жалсарайн из села Кусочи Могойтуского района Читинской области сделал большое географическое открытие. Изучая карты, он пришел к выводу, что на Яблоновом хребте близ Читы находится уникальная в масштабах планеты водораздельная точка – стык трех великих речных бассейнов – Амурского, Ленского и Енисейского (Байкальского). То есть, образно говоря, из трех капель дождя, упавших на это место, одна из них попадет в итоге в Тихий океан, а две другие – в Северный Ледовитый.

По инициативе забайкальского краеведа Ю.Т. Руденко водораздельная гора была объявлена памятником природы, а краевед А.А. Шипицын предложил увековечить в её названии имя руководителя одной из самых знаменитых Академических экспедиций XVIII века П.С. Палласа, пересекшего в 1772 году Яблоновый хребет (см. рис. 1) [1].

Распределение рек по территории Забайкальского края характеризуется неравномерностью. Речная сеть Забайкальского края представлена более чем 40000 водотоков, около 98% которых имеют длину менее 25 км. Полностью или частично по территории Забайкальского края протекают 54 реки протяженностью от 100 до 500 км. В ее пределах насчитывается 14 рек, относящихся к самым крупным водотокам России, длина которых более 500 км. Из них только пять рек полностью находятся на территории края: Газимур, Ингода, Калар, Нерча и Шилка. Большая часть рек принадлежит бассейну р. Амур (более 20

000 водотоков), 40 из которых имеет длину более 100 км. В этом бассейне расположены семь рек, которые относятся к категории больших.

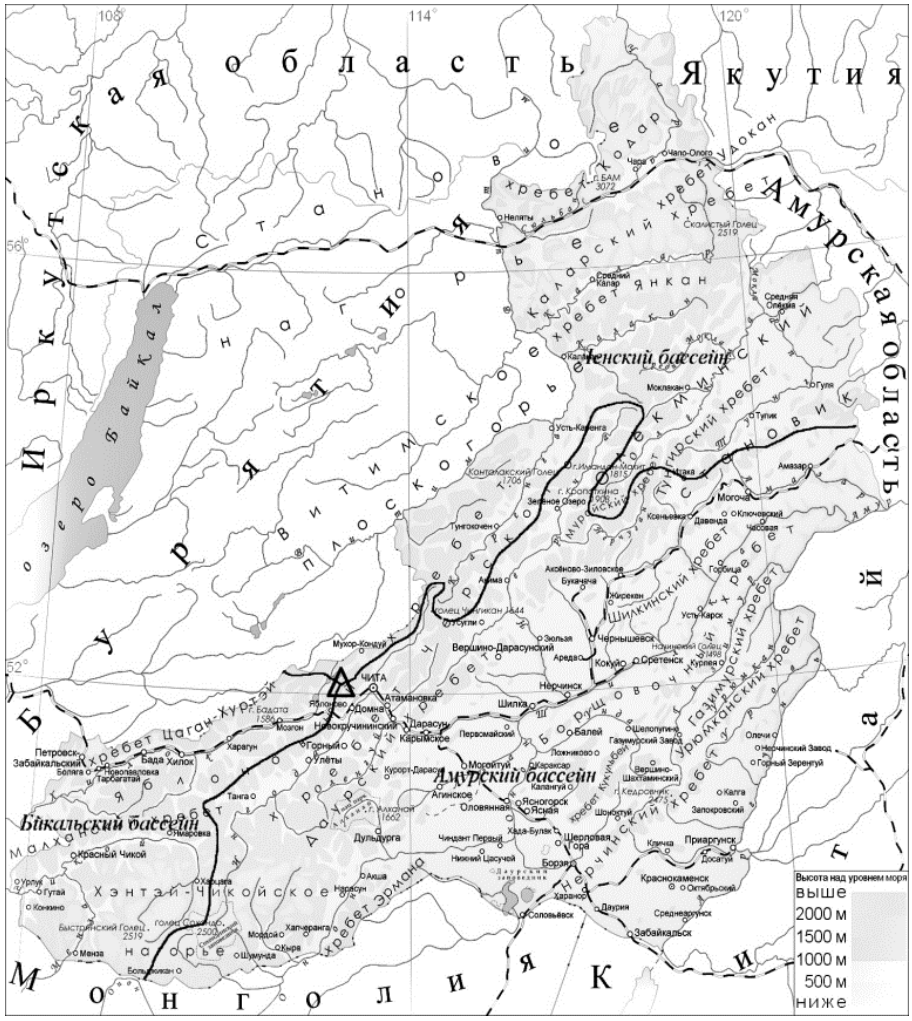



Рис.1.

На долю бассейна Лены приходится около 12000, а озера Байкал – около 10 000 водотоков. Около 100 водотоков различной длины находятся в Ульдза – Торейской бессточной области. Среднегодовой объем стока рек края составляет 65,4 км$^3$, в том числе по бассейнам: Амурскому – 29,0 км$^3$, Ленскому – 28,9 км$^3$ и Байкальскому – 7,5 км$^3$.

Из общего объема стока рек Забайкальского края (103,3 км$^3$/год) около 34% формируется за его пределами, в основном в Бурятии, Монголии и Китае.

Речные долины Забайкальского края, расположенные в межгорных понижe-

ниях, в большинстве случаев сохраняют их главное направление, близкое к северо-восточному, и находятся на небольшом расстоянии друг от друга (30-50 км). К числу рек, использующие тектонические межгорные понижения, относятся самые крупные реки края – Шилка, Ингода, Онон, Аргунь, Витим, Олекма, Чара – и многие второстепенные – Чита, Газимур, Унда, Турка, Калар, Калакан и др. Течение рек имеет северо-восточное, так и юго-западное направление, в зависимости от уклона поверхности. Реки, расположенные в тектонических межгорных понижениях, имеют равнинный характер с широкими луговокустарниковыми, нередко заболоченными поймами, небольшими падениями русла и сравнительно спокойным течением воды. Некоторые из них (Шилка, Ингода) на больших расстояниях текут по одному слабо извилистому руслу, тогда как русла других (Онон, Унда, Аргунь и др.) отличаются сильной извилистостью, распадаются на рукава и протоки, с расположенными между ними низменными наносными островами.

Многочисленные притоки главных рек, стекающие со склонов, обрамляющих межгорное понижение, бывают очень короткими, обуславливая ярко выраженной «перистый» тип рисунка речной сити. В тех случаях, когда реки прокладывают свой путь через хребты, покидая межгорные понижения, их долины, русла и скорости течения приобретают горный характер. Местами долины представляют собой ущелья. На таких участках часто встречаются пороги, шиверы, а иногда даже водопады. Примерами типичных горных участков рек являются верховья Ингоды (при пересечение ею хребта Черского), верховья Чикоя, Витим (ниже впадения р. Калакан) и др.

Гидрография края характеризуется густотой речной сети в среднем 0,7-0,8 км/км$^2$ и варьирует в значительных пределах – она увеличивается в направлении с юга на север и в горных районах края. Так, в верховьях р. Чикой она составляет 0,8-1,0 км/км$^2$, а затем снижается до 0,2 км/км$^2$.

Питание рек Забайкальского края осуществляется преимущественно за счет поверхностных вод. Подземное питание незначительно и составляет от 5% до 16-18% (в среднем по краю – 11%), однако оно играет важнейшую роль в формировании меженного стока рек. В маловодные годы происходит увеличение доли грунтовых вод в питании рек.

Все реки края относятся к рекам с дождевым или с преобладающим дождевым питанием. Оно составляет в среднем 80% и лишь в бассейне р. Хилок снижается до 55%. Снеговое и ледниковое питание большинства рек незначительное (от 5 до 14%), но для ряда средних рек составляет от 16 до 34% (р. Хилок, Чикой, верхняя часть бассейна р. Ингода, северные реки). Внутригодовое распределение стока рек Забайкальского края характеризуется крайней неравномерностью – от 80 до 95% объема годового стока приходится на теплую часть года, а зимой он незначителен или отсутствует [2]. В летние месяцы, как и весной, высота и сроки наступления дождевых паводков могут значительно варьировать. Из осенних месяцев, сентябрь является ещё весьма многоводным, но также не во все годы. В октябре водность значительно снижается, и реки пере-

ходят на зимний режим. Во время летних паводков, чаще, чем весной, наблюдаются максимальные подъемы уровней и расходы воды, вызывающие затопление поймы.

Основным стокообразующим фактором являются атмосферные осадки, которые не создают в пределах края благоприятных условий для речного стока, ввиду их небольшого абсолютного количества. Кроме осадков, на формирование стока влияет другой климатический фактор – температура воздуха. Она в основном определяет небольшую величину испарения с поверхности речных бассейнов в тёплый период года, за исключением южных засушливых районов. От температуры воздуха зависит также глубина промерзание почвогрунтов зимой, сроки промерзания и вскрытия ледового покрова на реках и его мощность. Суровые зимы с низкими температурами в сочетании с малоснежьем, способствует широкому распространению многолетней и весьма глубокой сезонной мерзлоты, которая повышает коэффициент стока талых снеговых вод. Кроме того, мерзлота обусловливает особый режим грунтовых вод, которые на больших площадях перемерзают и исключаются из источников питания рек зимой, а оставшиеся в жидком виде становятся напорными, что приводят к излиянию их виде наледей.

В формировании летних паводков существенны не только атмосферные осадки, непосредственно после которых происходит подъем уровней воды, но и также степень увлажненности поверхности бассейна в предшествующий период. Так например, паводок редкой повторяемости, прошедший в июле и начавшийся непосредственно после интенсивных дождей, был подготовлен режимом осадков в июне, когда в районе, охваченном позднее наводнением, выпало от 150 до 200% месячной нормы осадков и почва была уже насыщена влагой. Только поэтому дожди выпавшие в первой декаде июля, вызвали быстрый подъем уровней воды, а затем и катастрофический паводок.

Влияние рельефа на сток проявляется как непосредственно (уклоны, микрорельеф), так и в связи с увеличением осадков с высотой водосбора и на склонах, ориентированных в направлении поступления влагоносных воздушных масс.

Наблюдения указывают на малую водность рек Забайкальского края, несмотря на горный характер рельефа, который обычно способствующий повышенному стоку.

На крайнем востоке края, вследствие конденсации влажного морского воздуха на восточных и юго-восточных склонах хребтов Олекминского Становика, наблюдается повышенный сток в бассейнах рек Могоча и Верхняя Луббия, достигающий 6-7 л/сек с 1 км$^2$. Бассейны с модулем стока от 5 до 10 л/сек и более расположены на крайнем севере (Становое нагорье) и юго-западе (Хэнтэй-Чикойское нагорье). В обоих случаях повышенный сток согласуется с повышенным рельефом местности и районами наибольшего увлажнения атмосферными осадками. Зависимость стока от рельефа и климата подтверждается также значительной его изменчивостью на склонах различной экспозиции. Как показали наблюдения на территории Хэнтэй-Чикойского нагорья, левобережные

притоки Чикоя (Аса, Менза, Хилкотуй, Катанца), стекающие с северных и северо-западных склонов, имеют повышенный сток (6-10 л/сек) по сравнению с правобережными, ориентированными на юго-восток (4-4,5 л/сек). Такая же закономерность наблюдается в величинах стока у рек Ингоды и Кыры. Ингода берущая свое начало на горных склонах массива Сохондо, имеет средний модуль у с. Дешулан (5,2 л/сек), а Кыра, стекающая в южном направлении со склонов Улурийского гольца, составляет 3,3 л/сек.

Источники питания во многом определяет водный режим рек, обусловливают его характерные особенности, позволяющие выделить реки данной территории в особый тип, известный под названием дальневосточный. Этот тип характеризуется растянутым, сравнительно невысоким половодьем, начинающимся в апреле – мае и затухающим в октябре. На основе волны половодья резко выделяются пики отдельных дождевых паводков. В холодное время реки маловодны. Их гидрограф принимает так называемый гребенчатый вид.

Графики колебаний расходов воды различных природных округов, указывают не только на типичные черты водного режима, но и на большую их изменчивость в различные годы.

Минимальные расходы наблюдаются в зимний периоды, когда реки в течении 5-7 месяцев скованы льдом. Большинство малых рек с площадью водосборов до 5000 км$^2$ перемерзают до дна на 3-4 месяца. Остальные реки в течении 1-2 месяца перемерзают на перекатах.

Начало ледостава для большей части рек, приходится в среднем на конец октября – первую декаду ноября. Вскрываются реки в конце апреля, а на севере в середине – конце мая. Разрыв между поздними и ранними датами составляет 10-12 дней [3].

Таким образом, в условиях формирования поверхностного стока Забайкальского края наблюдается противоречие. С одной стороны, большие уклоны поверхности, связанные с горным рельефом, сезонная и многолетняя мерзлота, летние ливневые дожди способствуют быстрому формированию поверхностного стока при его высоком коэффициенте, с другой стороны, этому процессу препятствуют каменистые россыпи на водоразделах, обширные площади шлейфов и конусов выноса, песчаные и супесчаные почвы, обладающие большой водонепроницаемостью и порозностью. Подобные грунты способны аккумулировать большие объемы воды и препятствовать формированию поверхностного стока.

Литература

1. Корсун О.В. Путеводитель по особо охраняемым природным территориям верхнеамурского бассейна. Учебное пособие. Чита: Экспресс-издательство, 2008. 216 с.

2. Энциклопедия Забайкалья: Читинская область: В 2т. Т. 1: Общий очерк. 2-е изд. Новосибирск: Наука, 2002. 302 с.

3. Преображенский В.С. Типы местности и природное районирование Читинской области. М.: Издательство академии наук СССР, 1961. 158 с.

# ГЛЯЦИАЛЬНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ МАССИВА МУНКУ-САРДЫК (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

*Иванов Е.Н.*
Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия, egoryo@bk.ru

# GLACIAL GEOMORPHOLOGY OF MUNKU-SARDYK MASSIF (EASTERN SAYAN)

*Ivanov E.N.*
V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia, egoryo@bk.ru

**Общее описание.** Процессы, сопряженные с функционированием нивально-гляциальных геосистем, стали важным фактором, сформировавшим геоморфологию высокогорных территорий. Такой территорией является и массив Мунку-Сардык, самый высокий и южный район Восточных Саян.

К массиву Мунку-Сардык в рамках данного исследования относится площадь около 300 км², которая включает приграничные территории с российской и монгольской стороны с центром - г. Мунку-Сардык, высочайшей вершиной хребта (3491 м) [1].

В облике рельефа района фиксируется воздействие древних ледников, один-два раза наступавших, но в большей мере (около восьми раз) отступавших. По устоявшимся предположениям, первое оледенение в Сибири было около 135 - 100 тыс. лет назад и делилось на две фазы: самаровское и тазовское. Второе 70–80 тыс. лет назад – зырянское. Третье, сартанское - 24 - 10 тыс. лет назад. Область повышенной плотности каров тянется вдоль хребта в восточно-юго-восточном направлении, резко выклиниваясь к югу и постепенно исчезая в северном [3].

Рельеф массива Мунку-Сардык по основным водоразделам и отдельным отрогам хребтов формировался под воздействием ледников первого оледенения во второй половине среднего плейстоцена. Позже структуру рельефа корректировал покровно-долинный палеоледник Окинский в наступательную фазу зырянского оледенения. Аккумулятивная его часть располагалась на водоразделе рек Ока и Иркут. Максимальных размеров он достигал во время зырянского оледенения. Отдельные языки наверняка достигали Мондинской котловины. По месту течения этих языков сформировались направления речных долин района. Окончательные очертания рельефа этого района сложились путем поочередного функционирования различных по времени и высотным уровням древних ледников стадии отступания через единую систему каров и трогов, а также деятельностью флювиогляциала и, в меньшей степени, склоновых процессов в неледниковой зоне [4].

«Лестница» каров в исследуемом районе возникла благодаря следующим факторам:

- Регион характеризуется резко-континентальным климатом и малым количеством твердых осадков. Это не дает развиваться нивальным нишам вместе с карами ледников.

- По высоте хребет практически достигает уровня снеговой линии (3500 м). Это благоприятствовало формированию малого дисперсного горного оледенения во время LIA (Little Ice Age) 700-150 лет назад.

- Преимущественно северная экспозиция ледникового района и несовпадение темпов поднятия горного массива и изменения снеговой границы. Если бы их темпы совпадали и экспозиция была более разориентирована, гляциальные системы разных стадий оледенения располагались бы в одних и тех же карах и «лестницы» каров тогда бы не возникло.

Выделяются 3 ступени формирования рельефа в данном регионе (рис.1)

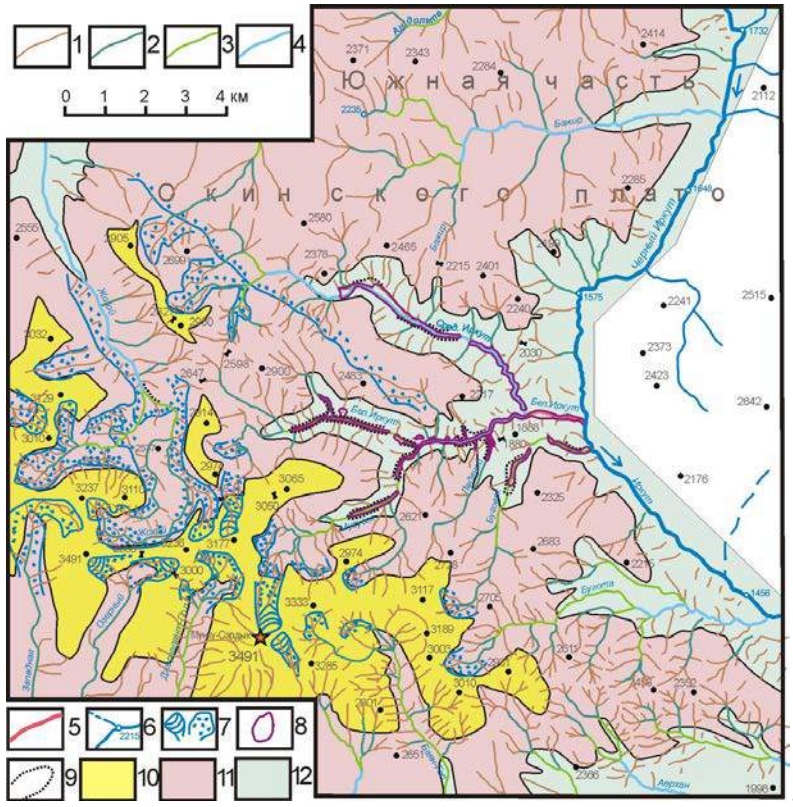



Рис. 1. Геоморфологическая схема района (по С.Н. Коваленко [5]): 1 - реки и ложбины первого порядка, 2 - реки и ложбины второго порядка, 3 - реки третьего порядка, 4 - реки четвертого порядка, 5 - реки пятого порядка, 6 - река шестого порядка (Иркут) и ее левые притоки, 7 - современные ледники и каменные глетчеры, 8 - наледи, 9 - выходы цокольных подморенных поверхностей, 10-12 - типы рельефа: 10 - альпийский, 11 - термальный, 12 – эрозионный

1. Ледниковая (альпийская) ступень формирования рельефа.

К самой высокой части рельефа хребта Мунку-Сардык относятся перигляциальные формы в виде пирамидальных гор, постепенно разрушающиеся под воздействием физического выветривания. Во время древних оледенений они выступали надо льдом и снегом. Древние ледники шлифовали нижние части склонов, делая их отвесными. Об этом свидетельствуют останцы - жандармы на верхних частях склонов. Эрозионные процессы, которые происходят в настоящее время, по мощности намного меньше тех, которые действовали во время ледниковых периодов.

Ниже на этой ступени формируются денудационные и аккумуляционные формы рельефа: сами ледники с открытой поверхностью льда, ригели, морены, формирующиеся каменные глетчеры.

Во время LIA могли образовываться ледники в нижележащих карах, если излишнее количество льда перетекало через ригели. Нижние кары, соответственно, укрупнялись и очищались от накопленных ранее осыпных материалов морен ледников предыдущих стадий. То есть, размеры ледниковой ступени могли колебательно изменяться во время формирования.

Сейчас эта ступень представлена скальной частью хребта на высотах 2800–3000 м с функционирующими ледниками с открытым льдом либо глетчерами начальной стадии: Перетолчина, Южный, Радде, Бабочка, Пограничный. Сюда же относятся и глетчеры более глубоких стадий: Жохойский, Рыжий, Энтузиастов и др. Интересно, что на южных склонах, на стороне Монголии, ледники нанесены на топографические карты 1960-х годов на высотах от 2600 до 2900 м, что дает основания продлить границу этой ступени до этих пределов [2].

2. Термальная ступень формирования рельефа.

Здесь развиваются ложбины и временные водотоки в термальных трещинах. Ледники полностью заморениваются, образуются каменные глетчеры с подземным льдом в каре либо ледниковым озером. Денудационные формы рельефа здесь это центральные врезанные долины, а аккумуляционные – остатки боковых морен с разнонаправленными грядами таяния сезонного льда изнутри. В летнее время по этим образованиям текут множество ручьев, увлажняющие луговины.

Горные долины на этой ступени имеют вид ярко выраженных трогов, иногда разноуровневых. В наше время эта ступень рекогносцируется гольцами на высотах 2100–3000 м и функционирующими глетчерами поздних (третья и четвертая). Так же как на предыдущей ступени, южные склоны имеют отличные диапазоны ее высотных границ – 2900-2200 м.

3. Эрозионная ступень формирования рельефа.

Эта ступень представлена эрозионными речными долинами и террасами с аллювием и наледными полянами. Есть сохранившиеся и возрожденные каменные потоки. Там, где происходила глубинная эрозия – ущелья и каньоны. Там, где происходила аккумуляция и боковая эрозия – широкие долины с меандрами русел с островами. По склонам этих долин располагаются ровные псевдотерра-

сы с конусами выноса делювия-коллювия, пролювия и следами деятельности солифлюкционных процессов.

Также здесь начинают действовать овраги, что затрудняет рекогносцировку древних трогов и каров. Реки здесь легко меняют положение русла под действием сезонных явлений. Яркий пример - стрелка рек Мугувек и Белый Иркут в 2006 году после паводка сместилась на 500 метров на север по течению, затем еще на 300 м в последующие годы, формируя на правом берегу интенсивно разрушающийся обрыв склона. Высотный уровень данной ступени ограничивается 2200 м, на южных склонах поднимаясь до 2250 м, по отдельным руслам до 2400 м.

Осыпные морены привязаны к присклоновым ледникам, долгое время живущим в карах и удерживающим свои края в относительно постоянном положении. Сокращение площадей таких ледников происходит в большей степени не снизу, а сверху, так как нижняя погребенная под осыпной мореной часть больше защищена от воздействия талых вод и прямого солнечного излучения.

Отдельного внимания заслуживают наледи района. Они появляются и поддерживают свое существование в привязке к современному состоянию ледников и глетчеров закономерно отражают процессы, происходящие в современном рельефе территории.

Множество массивных наледей в районе это следствие близости окончательного стаивания подземного льда погребенных ледников на этом уровне развития рельефа и достижения концами эрозионных долин цоколей древних ледников и, соответственно, изливанием грунтовых вод на поверхность. Если этого достижения не происходит, наледи не формируются, как в долинах реки Жохой или ручья Контрастов. Практически все наледи района питаются грунтовыми водами, в исключительных случаях подземными или речными (только в эрозионной ступени развития рельефа). Здесь перестает действовать охлаждающий фактор погребенных ледников, их лед здесь уже стаивает [5].

Проявленность и распространенность этих ступеней эволюционного развития высотного рельефа в каждом горном районе должна характеризоваться в основном размахом вертикальной поясности и иметь прямую зависимость от климатических условий региона.

Литература

1. Иванов Е.Н., Китов А.Д., Коваленко С.Н., Плюснин В.М. Современное состояние нивально-гляциальных геосистем горных массивов юга Восточной Сибири // Тематическое картографирование для создания инфраструктур пространственных данных / Материалы IX научной конференции по тематической картографии (Иркутск, 9–12 ноября 2010 г.). Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В.Б Сочавы СО РАН, 2010. В 2-х т. Т. 2. С. 140–143.

2. Kitov, A.D. Kovalenko, S.N., Plyusnin, V.M. The results of 100-year-long observations of the glacial geosystem dynamics in the Munku-Sardyk massif // Geography and natural resources. № 3. 2009. P. 272 – 278.

3. Коваленко С.Н. Гляциальная геоморфология района г. Мунку-Сардык. Статья 1. Формы локального оледенения долин рек Мугувек и Белого Иркута // Вестник кафедры географии ВСГАО. 2011. № 1. С. 38–62.

4. Коваленко, С.Н. Китов, А.Д., Иванов, Е.Н. Карово-троговые ступенчатые комплексы района Мунку-Сардык // Рельеф и экзогенные процессы гор: материалы Всероссийской научной конференции с международным участием, посв. 100-летию со дня рождения доктора географических наук, профессора Л.Н. Ивановского. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН. 2011. С. 22-25.

5. Коваленко С.Н. Типы горного рельефа и происхождение наледей в районе горы Мунку-Сардык / С.Н. Коваленко, Э.В. Мункоева // Вестник кафедры географии ВСГАО. 2013. № 3-4. С. 24-44.

## ИЗМЕНЕНИЕ РЕЛЬЕФА ОСТРОВОВ СЕВЕРО-ЗАПАДА КАСПИЙСКОГО МОРЯ В XXI ВЕКЕ

*Идрисов И.А.*
Институт геологии ДНЦ РАН, Махачкала, Россия, idris_gun@mail.ru

## THE NORTH-WEST CASPIAN SEA ISLANDS' RELIEF ALTERATION IN THE XXI CENTURY

*Idrisov IA*
Institute of Geology, DSC RAS, Makhachkala, Russia, idris_gun@mail.ru

Характерной особенностью Каспийского моря являются изменения его уровня. Для рассматриваемой территории наиболее значимым является сильное падение уровня моря в Дербентскую регрессивную стадия, с минимумом около 7 в. н. э. и падением уровня до -40м и ниже [1, 2], в это время в регионе были широко развиты эрозионные процессы. В частности можно предположить интенсивное врезание рек Кума, Терек и Волга и формировании новых форм рельефа [3]. Особенности этих процессов к настоящему времени для исследуемой территории не изучены.

Далее развилась трансгрессивная стадия с рядом максимумов, наиболее высокие отметки были в начале 19 века. При этом точных параметров подъема нет и приводятся различные данные [4, 5], разброс составляет от -23 до -24,5 м. В этой связи наиболее актуальным выглядит изучение о. Тюлений, собственно форма, наличие или отсутствие последнего на картах часто и является репером при реконструкции уровня моря. Другие крупные острова Северного Каспия (Кулалы и Чечень) сохранялись в виде островов в течение всего этого времени и вероятно они не могут точно маркировать предельный уровень подъема уровня моря. Также следует отметить, что многочисленные изменения уровня моря

в 14-21 вв. во многом и создали современный облик острова Тюлений, в этой связи предлагается трансгрессивную стадию Каспийского моря, идущую после Дербентской регрессивной стадии, называть Тюленевская трансгрессивная стадия. В это время периоды аккумуляции и размыва отложений контрастно чередовались. Амплитуда изменений уровня моря была от -29 до -23 (или -24,5 м).

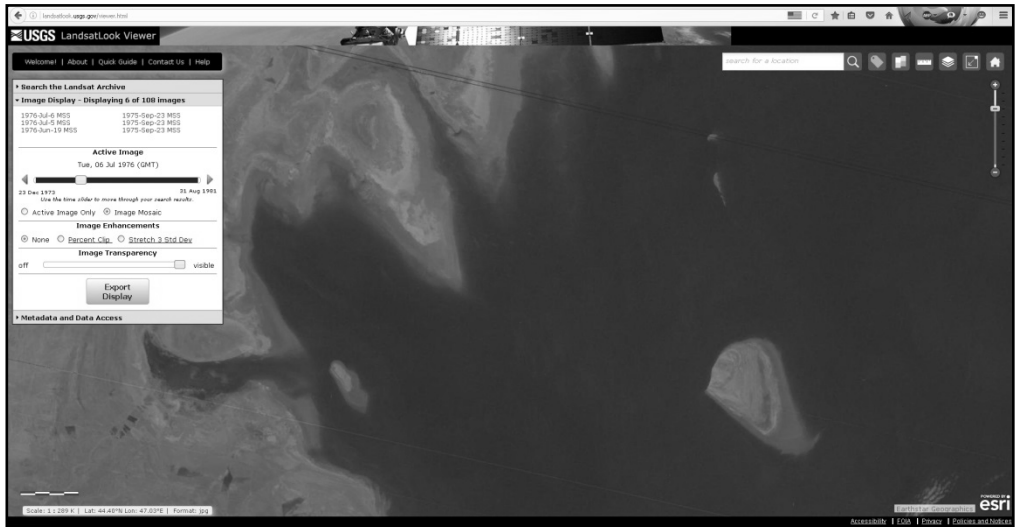



Рис. 1. Снимок со спутника Landsat (6 июля 1976 г.)

Эти многочисленные и контрастные изменения во многом определяют значительный динамизм береговой зоны. В частности на космоснимке 6 июля 1976 г. (рис. 1) осушка протягивается на 15-20 км от современной границы тростниковых плавней, также внутри последних визуально практически не различима открытая вода. Существенно большую площадь занимает остров Тюлений (особенно в юго-восточном направлении). Почти в три раза большую площадь имел о. Нордовый, возрастала также площадь о. Морская Чапура (особенно в южном направлении). Наиболее примечательно наличие двух островов на месте банки Тюленья (в 20-25 км к северу от о. Тюлений). Уровень моря в то время был минимальным в 18-21 веках около -29 м.

Анализ космоснимка начала 21 века (рис. 2) показывает, что при уровне моря -27,0 м [6] особенности береговой зоны резко изменились. В частности центральная часть о. Тюлений представляла собой залив. Западная и южная части острова, равно как и обширная вдоль берегов материка представляла собой плавни с большой долей открытой воды. Между полосой плавней и сушей четко прослеживается обширная полоса открытой воды. Подобные процессы отмечались и ранее для прилегающей территории [7].

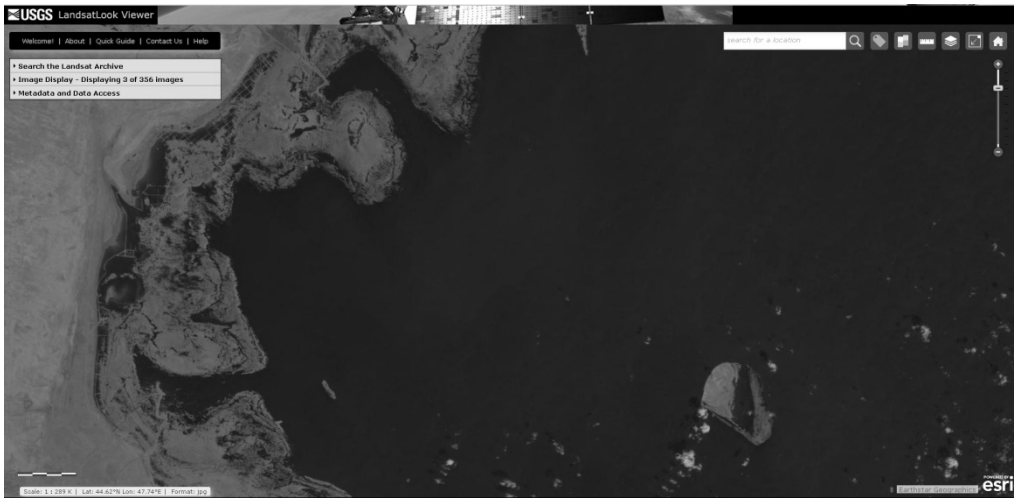



Рис. 2. Снимок со спутника Landsat (25 августа 2001 г).

После максимумов середины 1990-х гг. уровень немного снизился. Быстрое падение началось в 2010 г., после экстремальной засухи, в 2016 г. уровень Каспийского моря составляет около -28 м.

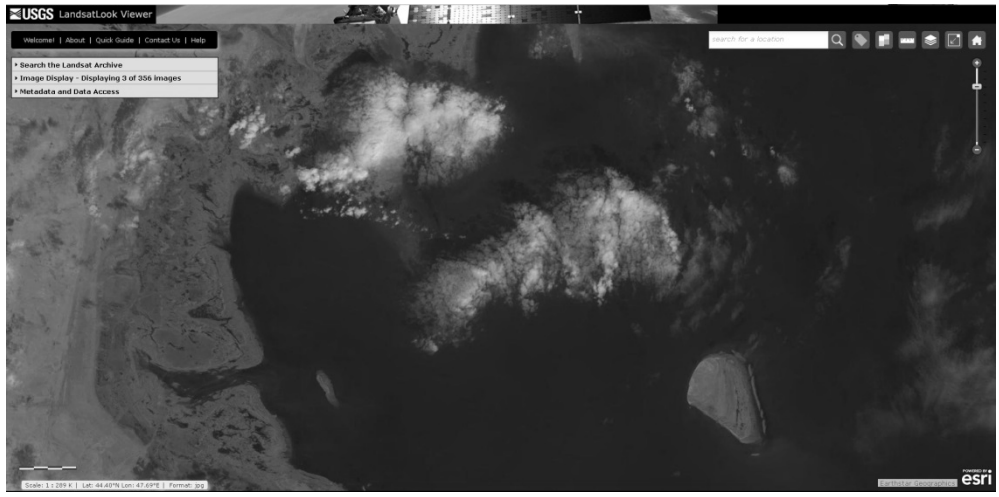



Рис. 3. Снимок со спутника Landsat (4 апреля 2016 г.)

Современная картина в целом промежуточная между минимумом и максимумом 20 века. В частности исчезла полоса воды между плавнями и сушей. В самих плавнях доля открытой воды резко сократилась. Хотя на отдельных участках (в частности на участке заповедника «Дагестанский») она достигает трети всей площади, что зафиксировано при авиаоблетах в 2015 г. Образовалась

обширная отмель к югу от участка «остров Морской Бирючек», в частности в марте 2016 она была не проходима для моторной лодки (осадкой 0,5 м) в 3 км от юго-восточного края плавней. Полностью пересох центральный залив о. Тюлений и летом 2015 г. на месте залива обнаружена сплошная поросль молодого тростника. Также к востоку и к югу от острова образовались песчаные острова высотой 10-30 см над урезом воды, протяженность островов более 5 км, ширина до 0,5 км [8]. Также обнажились острова вдоль западного края банки Тюленья. Визуально они фиксировались нами с самолета, также они заметны с космоснимков (рис. 4). Эти острова заметны на космоснимке предшествующего минимума Тюленевской стадии (рис. 1), имеются данные и о других островах существовавших в то время [9]. Обнаруженные острова пока безымянные. Следует отметить, что официальное выделение этих островов может существенно расширить территориальные воды России, особенно актуально это выглядит в свете неопределенного юридического статуса Каспийского моря.

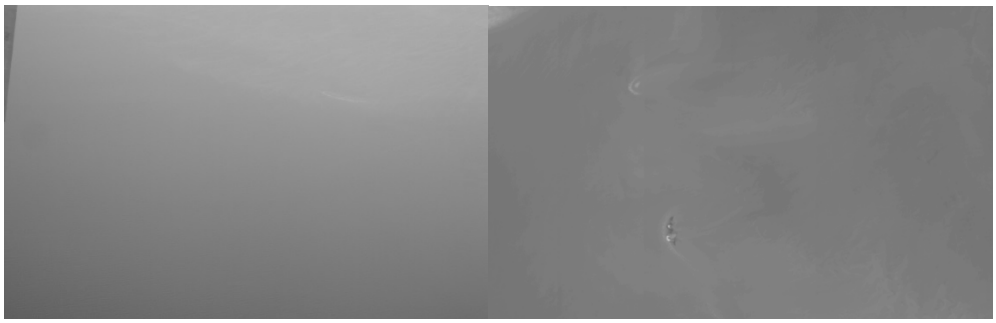


Рис. 4. Фото с самолета южного из безымянных островов банка Тюленья. Июль 2014. Космоснимок участка 31 марта 2014 года

Анализ распределения глубин в Кизлярском заливе позволяет сделать ряд выводов. При продвижении от устья Кумы к о. Тюлений на расстоянии более чем 25км глубина полого снижается до 2,5-3,0 м (лето 2015 г.). На расстоянии 4-6 км к северо-западу от острова глубина быстро понижается до 4-5 м. Эта зона серпообразно огибает остров и соответственно лежащую юго-восточнее отмель. Аналогичные формы развиты и у других островов Северо-Западного Каспия [10].

Механизм образования новых островов на банке Тюленья (рис. 1 и 4) представляется следующим. Нагонные воды поступают в береговую зону акватории Северо-западного Каспия. Продолжительность нагонов бывает несколько дней. Далее ветровая обстановка неизбежно резко меняет и вся поступившая вода довольно быстро стекает обратно на юго-восток и юг, течение усиливается господствующим течением с севра на юг от Волги [6], в сторону Среднего Каспия. Это сильное стоковое течение обеспечивает размыв банок вдоль их северо-западного и западного фасов. Соответственно перед этими участками образу-

ются отмеченные выше ложбины на дне, а непосредственно на банках формируются косы, которые далее перерастают в острова. Предполагается, что подобный генезис характерен и для островов Тюлений и Чечень.

Литература:

1. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 268 с.

2. Robert M. Hoogendoorn, Jelle F. Boels, Salomon B. Kroonenberg, Mike D. Simmons, Elmira Aliyeva, Aliya D. Babazadeh, Dadash Huseynov Development of the Kura delta, Azerbaijan; a record of Holocene Caspian sea-level changes. Marine Geology. V.222–223. 2005. P. 359–380

3. Коротаев В.Н. Геоморфология дельты Волги и динамика русловых разветвлений // Вестник МГУ. Серия География. 2011. №2. С.103-109.

4. Колебания уровня Каспийского моря. Тр. Института океанологии Т.15. М., 1956. 290с.

5. Казанчеев Е.Н. Новые данные об уровне Каспийского моря в конце XVIII и в начале XIX века // Известия Всесоюзного географического общества. Т.88. Вып.1. 1956. С.549-551.

6. Панин Г.Н., Мамедов Р.М., Митрофанов И.В. Современное состояние Каспийского моря. М.: Наука, 2005. 356с.

7. Кравцова В.И., Лукьянова С.А. Изменение береговой зоны калмыцкого побережья Каспия за период современного подъема уровня моря // Геоморфология. 2012. №1. С.60-71.

8. Идрисов И.А., Джамирзоев Г.С. Материалы к изучению почв острова Тюлений // Труды Института геологии ДНЦ РАН. Вып.65. Махачкала, 2015. С.220-224.

9. Белевич Е.Ф. Новые острова Северного Каспия // Природа. 1963. № 9. С.95-96.

10. Идрисов И.А., Балгуев Т.Р. Особенности геоморфологии и динамики развития острова Тюлений и Кизлярского залива // Труды государственного природного заповедника Дагестанский. Махачкала. 2015. С.24-32.

# ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ОСНОВА ЛАНДШАФТОВ КУЛУНДЫ

*Казьмин С.П.*
Западно-Сибирский филиал ФГБУН Института леса им. В.Н. Сукачёва СО РАН, Новосибирск, Россия, c_kazmin@ngs.ru

# GEOLOGICAL-GEOMORPHOLOGICAL BASE OF THE KULUNDA LANDSCAPES

*Kazmin S.P.*
West-Siberian Branch of V.N. Sukachev Institute of Forest, Novosibirsk, Russia, c_kazmin@ngs.ru

Крупногрядовая равнина Кулунды, расположенная на юго-востоке Западной Сибири, является уникальным районом Северного полушария Земли. Огромные размеры крупных форм (гряд или увалов) Кулунды и простирание разделяющих их прямолинейных межгрядовых понижений длиной до 300 км и шириной до 5-15 км, вытянутых в ВСВ направлении просматриваются на космоснимках любого масштаба. В пределах современной возвышенной поверхности Кулунды с юга на север выделяются следующие увалы: Алейско-Барнаулкинский, Барнаулкинско-Касмалинский, Касмалинско-Кулундинский, Кулундинско-Бурлинский, Бурлинско-Карасукский, Карасукско-Баганский. Увалы имеют довольно простое устройство поверхности. Они представляют собой правильные валы, в морфологии каждого из которых чётко разграничиваются верхняя и гребневая часть гряд, их склоны и межгрядовые понижения, сопрягающие между собой эти валы. Максимальные отметки гребневых частей различных увалов Кулунды расположены на разных высотах. Наибольшие их величины в пределах 300-325 м выделяются у трех южных увалов: Алейско-Барнаулкинского, Барнаулкинско-Касмалинского и Касмалинско-Кулундинского. Отмечается закономерное снижение отметок гребневых поверхностей увалов по мере чередования с юга на север. Следует также отметить, что на западе и юго-западе у каждого из выделенных увалов абсолютные отметки верхней части гряд наиболее высокие. Ширина гребневой части увалов колеблется в пределах 4-15 км. Верхняя часть каждого увала постепенно переходит в его пологие склоны. Крутизна их в большинстве случаев составляет не более первых десятков минут. Поверхность склонов, в той или иной мере, расчленена поперечными ложбинами, суходолами и балками. Большинство этих эрозионных форм не имеют русел или обладают руслами сезонного стока. Нижняя часть склонов увалов очень постепенно и плавно сопрягается с разделяющими их ложбинами. Они имеют плоско-волнистую, реже пологогрядовую поверхность. Местные мелкие реки, проходящие по дну ложбин, кроме повсе-

местно развитой узкой, но ясно выраженной поймы, местами имеют первую террасу. Фрагментарно выделяется вторая терраса.

В прошлом веке гряды (увалы) юго-востока Западной Сибири интересовали ученых-естествоиспытателей. Высказывались различные гипотезы на историю формирования рельефа этого своеобразного региона: флювиальная (Танфильев, 1902; Герасимов, 1934), тектоническая (Москвитин, 1952; Адаменко, 1970), эоловая (Федорович, 1957; Волков, 1971), делювиально-пролювиальная (Мартынов, 1965; Зудин и др., 1977), гидрокатастрофическая (Бутвиловский, 1993; Гросвальд, 1999) и т.д., которые постепенно уточнялись по мере развития общих геологических и географических исследований. Среди наиболее ранних представлений верны мнения Б.А. Федоровича (Федорович, 1957), который считал, что этот регион имеет, в основном, субаэральный генезис и возник там, где поступающие с ЗЮЗ воздушные массы испытывали торможение. Здесь осаждался взвешенный эоловый нанос, приносившийся этими воздушными массами. По мере дальнейшего развития геологических представлений многие ошибочные предположения отпадали, а высказанное мнение Б.А. Федоровича (1957) подтверждалось и детализировалось геологосъёмочными работами различного масштаба [1].

Новейшие исследования геологии и палеогеографии позволяют выделить Кулунду, как ключевой в отношении выяснения динамики геолого-геоморфологической основы ландшафтов (ГГОЛ) ледникового периода. Для получения реальных представлений о формировании крупногрядовой поверхности Кулунды важное значение имеет изучение строения и условий залеганий отложений, слагающих основные формы рельефа. Именно формирование осадков отражает специфику и динамику природных процессов времени их накопления.

В настоящее время выяснилось, что крупногрядовая Кулунда имеет субаэральный генезис, преимущественно эоловое происхождение и формировалась на протяжении конца палеомагнитной эпохи Матуяма и всей эпохи Брюнес. Толща осадков, слагающих крупные гряды, имеет резко выраженное основание [2]. Оно представлено грубозернистым аллювием (песком с галькой). Этот водоносный аллювий обнажен на дне оврага известного разреза Огурцово в Новосибирске и в обнажении Белово на левом берегу Оби в основании субаэральных осадков. Гипсометрически это основание аллювия подстилается регионально распространенной толщей третичных пород, верхняя часть которых представлена кочковской свитой эоплейстоценового возраста и более древними породами. Они вскрыты многими скважинами геологического картирования.

Исключительно важно подчеркнуть, что гипсометрически поверхность основания толщи, слагающей крупные гряды Кулунды, является прямым продолжением дна троговых долин гор Алтая. Это основание четко завершает длительный этап доледникового развития горных геологических процессов, единых с эрозионным разрушением горной страны Алтая и аккумулятивными водными процессами равнины, простиравшейся за пределами горной страны. Это время

охватывало весь доледниковый кайнозой, а завершение его произошло лишь в ледниковом периоде. Вся толща отложений гряд Кулунды значительно моложе и отделена от поверхности ее основания весьма длительным хронологическим перерывом.

Поверхность основания толщи отложений Кулунды и по высоте естественных ее выходов и по положению в буровых скважинах мало отличается от высотного положения современных половодий Оби. Вся толща отложений гряд, включая и межгрядовые ложбины, возвышается над современным дном долины Оби. Она в целом образовалась в результате накопления взвешенного эолового наноса и генетически едина. Кулунда никогда не была плоским "плато", как это ошибочно предполагали многие исследователи в прошлом веке. Геологические съемки показали, что ложбины, разделяющие гряды не являются эрозионными долинами, расчленившими первоначально плоскую аккумулятивную равнину. Гряды и разделяющие их ложбины формировались одновременно в результате разной интенсивности эоловой аккумуляции на грядах и в разделяющих их ложбинах. Слабые водотоки на дне этих ложбин (сезонные и постоянные) всюду вторичны по отношению к основным эоловым элементам рельефа. Вся Кулунда представляет собой единое субаэральное образование, формировавшееся во время ледникового периода.

Отложения Кулунды в естественных выходах и в керне многочисленных буровых скважин отражены на региональной стратиграфической схеме как единая гетерохронная толща, формировавшаяся постепенно в виде последовательно налегающих друг на друга комплексов осадков (циклитов). Такой характер субаэрального осадконакопления типичен не только для региона Кулунды, но и всей субаэральной формации. В пределах Кулунды эта цикличность осадконакопления отражена особенно ясно. Каждый циклит, как это было установлено, формировался в виде различных климатолитов. Начало циклита (первый климатолит) – накопление покрова эоловых осадков. Последующий (второй) климатолит – педогенез, третий (завершающий) климатолит – криогенез. Изучение субаэральных отложений Кулунды не только выяснило её строение, но и оказало важное влияние на представления о ледниковом периоде в целом. Так, например, в пределах каждого циклита Кулунды (её климатолитов) природная среда менялась от сухой степи с обитанием сурков и сусликов до тундры с многолетней мерзлотой, солифлюкцией и иными образованиями криогенеза.

Субаэральная формация Кулунды, её отложения представляют собой подобие своеобразной "летописи" квартера. Наиболее древние циклиты этой летописи ("окаменевшие илы") залегают внизу, а молодые вверху. Основными в формировании рельефа гряд и разделяющих их ложбин играли первые климатолиты. Именно они всегда формировали основную особенность строения рельефа в целом. Накопление эолового наноса было максимальным в верхней части увалов, уменьшалось на склонах и достигало минимума на дне ложбин. Так, высота гряд постепенно увеличивалась. Эти особенности осадконакопления выявлены ясно при изучении молодых циклитов.

Как проходило и проходит образование циклитов субаэральной формации квартера в Кулунде хорошо иллюстрирует разрез, изученный в ее центральной части близ города Краснозерское [3; 4]. В искусственной выработке в самой нижней части южного склона Карасукско-Баганской крупной гряды (увала) вскрыта верхняя часть субаэральных осадков позднего плейстоцена и голоцена. Ниже современного сибирского чернозёма залегает лёссовидный суглинок и супесь. Это – два первых климатолита верхнего (современного) циклита. Чернозём – это второй климатолит, а лёссовидный эоловый осадок – первый климатолит. В основании лёссового покрова нет никаких криогенных образований, оно весьма резкое. От нижней границы его вниз внедряются редкие тонкие трещины усыхания – безусловные образования аридного тёплого климата, более сухого, чем современный. Эоловые осадки данного разреза представляют собой последний, наиболее молодой покров позднечетвертичной субаэральной формации. Он выделен и охарактеризован $C^{14}$ датами близ г. Искитима [5]. Этот покров (ельцовский) образовался в начале потепления МИС 1, около 20 т.л.н. и позже. Чернозём, второй климатолит – современный педогенез.

В нижней части разреза вскрыт предыдущий циклит субаэральной формации [4]. Он представлен верхним климатолитом (криогенез). С резким денудационным срезом залегает темно-серый и почти чёрный суглинок, разбитый сетью широких морозобойных клиньев, заполненных черными затёками гумусированного суглинка существовавшей ранее почвы (т.е. второго климатолита – педогенеза). Первым климатолитом этого циклита является тулинский покров субаэральных лёссовых осадков, на которых и образовался второй климатолит этого циклита (педокомплекс).

В многочисленных природных разрезах Кулунды выше Новосибирска в левом обрыве долины Оби этот и более ранние циклиты в полных выходах всюду представлены этим климатолитом полностью. Часто в верхнем слое этого третьего криогенного климатолита в массе встречаются норы землероев, г.о. сурков и сусликов. Полости их заполнены затёками чёрного гумусированного материала из ранее существовавшей чернозёмной почвы (второго климатолита – - педогенного). Здесь ясно виден резкий и быстрый климатический переход от второго (педогенного) климатолита к третьему, криогенному (солифлюкция и другие образования криогенеза).

Современный уровень знаний позволяет сделать твердое заключение. Толща отложений Кулунды является древним эоловым наносом, формировавшимся циклично. Высоту и склоны увалов (гряд) наращивали первые климатолиты каждого циклита (аридизация). Осадки покровов возникали, переносились и отлагались в воздушной среде. Данный вывод подготовил изучение цикличности, выяснение образования лёссовых отложений, дистанционные исследования ландшафтов и в особенности изучение ГГОЛ. Дальнейшее изучение субаэральной формации квартера является необходимым дополнением общей концепции ледникового периода. Климатические изменения формирования циклитов и их климатолитов отражают колебания климата не только региона самой Кулунды,

но и всего Старого света. На это указывает, в общем, хорошее сопоставление строения субаэральной формации Кулунды с палеоэнергетической кривой SPECMAP [6]. Изменения природной среды в Кулунде во время последнего, незавершённого циклита протекают в основном сходно с теми, которые имели место и прежде. Время от 20 т.л.н. до 10 т.л.н. выделяется как первый климатолит (аридизация). Голоцен (10 т.л.н. – современность) следует выделять как второй климатолит (педогенез и активность биогенных процессов). В будущем климат будет ухудшаться. Настанет последний, третий климатолит (криогенез). В Кулунде вновь появится многолетняя ("вечная") мерзлота. Эти изменения отражают всеобщую динамику природной среды ледникового периода и его энергетического фактора.

Литература

1. Казьмин С.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Изд. 2-е. Серия Западно-Сибирская. Омско-Кулундинская подсерия. Листы N-44-VII (Здвинск), N-44-XIII (Верх-Урюм), N-44-XIV (Довольное). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 2001. 119 с. + 6 графических приложений и компакт-диск с цифровыми копиями карт.

2. Казьмин С.П. Геоморфология Восточной Кулунды и Барабы. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН.1997. 46 с.

3. Казьмин С.П. Современные и древние взвешенные эоловые наносы // Геоморфология. 2010. №3. С. 46-51.

4. Казьмин С.П., Волков И.А. Климатические условия формирования покровных субаэральных образований Западной Сибири // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2010. № 2. С.75-82.

5. Волков И.А. Позднезырянский (сартанский) покров лессов, лессовидных суглинков и эоловых песков // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. С. 66-73.

6. Jmbrie J., Hays J.D., Martinson D.G. et al. The orbital theory of the marine $d^{18}O$ record // Milankovitch and Climate. P 1: NATO ASL Ser.C.V. 126. Dordrecht: D. Reidel. 1984. P. 269-305.

# РАЗВИТИЕ УСТЬЕВЫХ ЗОН РЕЧНЫХ ДОЛИН СЕВЕРНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ

*Каплин П.А., Мысливец В.И., Поротов А.В.*
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, myslivets@yandex.ru

# EVOLUTION OF THE BLACK SEA REGION NORTHERN PART RIVER MOUTHS IN HOLOCENE.

*Kaplin P.A., Myslivets V.I, Porotov A.V.*
Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow, Russia, myslivets@yandex.ru

Для побережья Азово-Черноморского бассейна одним из наиболее характерных типов устьевой области является долинный залив (лиман или устьевая лагуна), в вершине которого формируется дельта выполнения. Возникновение данного типа устьевых областей связано с эволюцией побережий во время послеледниковой трансгрессии океана, когда море ингрессировало в низовья крупных эрозионно-тектонических понижений, образовав заливы-лиманы, в вершинах которых началось формирование устьевых зон впадавших в лиманы водотоков. Глубина проникновения морских вод определялась уклонами в низовьях речных долин и характером неотектонических движений побережья.

Результаты многочисленных исследований устьев рек на побережьях Мирового океана показали, что они являются прибрежными системами, быстро реагирующими на изменения климата и антропогенные воздействия. Благодаря преобладанию аккумуляции они представляют собой природный архив, содержащий информацию о подобных изменениях в прошлом. Благодаря этому такие районы являются привлекательными объектами палеогеографических исследований. Возросший в последние десятилетия интерес к их изучению определяется, в частности, необходимостью палеогеографического обоснования прогноза развития устьевых зон рек в условиях прогнозируемых изменений климатических условий.

Проведенный обзор результатов исследований строения и условий формирования осадочной толщи устьевых областей речных долин на побережье северного Причерноморья в позднем плейстоцене и голоцене дополнен материалами проводимого нами изучения строения осадочной толщи голоценовых отложений Керченского пролива и дельты Кубани. Его целью является оценка роли динамики уровенного режима Азово-Черноморского бассейна в голоцене в формировании осадочного заполнения эрозионных переуглублений. Среди основных задач, представляющих интерес, следует выделить:

- уточнение временных границ различных фаз в развитии морфоседиментогенеза устьевых областей в ходе голоценовой трансгрессии;

- определение роли основных факторов (неотектонических движений, динамики климатических условий и эвстатических изменений уровня моря) в процессе формирования осадочной толщи переуглубленных долин.

**Юго-западное побережье Крымского полуострова.** На завершающих стадиях подъема уровня море ингрессировало в речные долины. Возникавшие заливы перегораживались пересыпями и превращались в лиманы. Севастопольская бухта – затопленные низовья реки Черной. Долина ее выражена в рельефе дна до глубины 31 – 32 м, а мощность осадочного заполнения при глубине воды 20 м (район молов при входе в бухту) около 40 м. На базальном аллювии лежит ингрессионная толща глинистых илов. В нее до отметки -32 м при глубине воды 21 м врезано русло самой молодой генерации. Оно заполнено аллювиальными песками и перекрыто современными морскими отложениями. Некоторое время здесь мог существовать лиман, отгороженный пересыпью на входе в бухту на современных глубинах около 16 м. В Днепро-Бугском лимане на этих же глубинах 11 – 16 м находится кровля бугазско-витязевских отложений. Затопленные низовья балок - левых притоков р. Черной – образуют ряд бухт; их верховья уничтожены абразией, которая активно разрушает мористый берег Гераклейского полуострова. Его отступание за плиоцен-плейстоцен можно оценить в 10 км.

**Керченский пролив.** Во время регрессии пролив был частью долины Дона, который пересекал низменность на месте будущего Азовского моря и впадал в бассейн к югу от пролива. Корытообразное днище пролива врезано в коренные породы до отметок -70 м и выстлано аллювиальными песками, перекрытыми, в свою очередь, толщей лиманных отложений [1]. В верхней части осадочного заполнения пролива по сейсмоакустическим данным прослеживаются следы ритмичности, отражающей неравномерный ход голоценовой трансгрессии Черного моря [2]. Периоды замедления трансгрессии маркируются следами древних береговых линий в виде перерывов в осадконакоплении или фрагментами древних береговых валов. Видны следы по крайней мере трех древних береговых линий. Две из них расположены в интервалах глубины по грунту 16 -18 (20 -23 млс) и 10 -12 м (12 - 15 млс) и могут быть соотнесены с береговыми линиями бугазской (максимум 8,15 тыс. л. н.) и витязевской (6,8—7,1 тыс. л. н.) стадий. Более молодая береговая линия прослеживается на глубинах 6 - 9 м от косы Тузла до траверса озера Тобечик. Она образована тремя валообразными аккумулятивными телами, с относительной высотой до 3 м и шириной до 200 м. В них отчетливо выражена косая слоистость с наклоном слоев к северу, отражающая направление роста древней аккумулятивной формы.

Сейсмоакустические профили были сопоставлены с геологическими разрезами прибрежных отложений. В основании вскрытых бурением отложений, слагающих прикорневую часть Камыш-Бурунской косы, залегает линза слоистых илов, перекрываемая пачкой песчаных отложений мощностью до 8 м. Радиоуглеродное датирование раковинного материала из верхней части илов показало, что их возраст составляет около 4,4 - 4,8 тыс. л.н. (14С возраст 4510±80

лет). Присутствие линзы погребенных илов на абсолютных отметках -8 … -12 м позволяет рассматривать ее как часть литофациального комплекса, слагающего древнюю береговую линию. С мористой стороны ее продолжением является серия древних береговых валов, выделенных по материалам сейсмоакустического профилирования. Возраст этой береговой линии предположительно можно отнести к каламитской фазе трансгрессии, т.е. приблизительно к рубежу около 5,0 тыс. л.н.

В ходе трансгрессивной фазы, охватывающей последние 1,5 тыс. лет, подъем уровня моря составил около 3,5 - 4,0 м и сопровождался активным размывом прикорневых частей кос и аккумуляцией материала в их дистальных частях. При этом средняя величина выдвижения береговой линии на аккумулятивных участках могла достигать 2 - 2,5 км.

**Черноморская дельта Кубани.** Голоценовые отложения имеют мощность до 20 м и представлены ритмично переслаивающимися аллювиальными песками и суглинками, лиманными илами и алевритами, а также озерно-пойменными торфами. Чередование аллювиальных и лиманных комплексов фаций отражает неоднократную смену условий осадконакопления, обусловленную миграцией внешнего края дельты Кубани в условиях неравномерного, ускоренно-замедленного подъема уровня моря. На общий постепенно замедляющийся подъем уровня во второй половине голоцена накладывались относительно непродолжительные фазы его стабилизации (или слабого опускания), которые отчетливо маркируются прослоями обогащенных органикой илов. Палеоботанический анализ вскрытых бурением в краевых частях долины оторфованных илов показал, что их накопление происходило в условиях мелководных пресноводных озер, характерных для заболоченных участков дельты. Формирование характерно для периодов замедления или относительного понижения уровня моря, вызывавших осушение внутренних частей лиманов и превращение их в заболоченные низины и остаточные озера. Серия радиоуглеродных датировок погребенных торфяников показала, что для второй половины голоцена их формирование относится к интервалам 5307–5050, 4409–3998, 2347–2115 кал. л. н. Для последних 2 тыс. лет следы торфонакопления установлены для периодов 400–590 и 1400–1700 гг. н. э. Результаты палинологического анализа голоцена дельты Кубани показали, что периоды торфонакопления совпадают с климатическими фазами голоцена, характеризующимися относительно более «холодными» и «влажными» условиями. Это позволяет в целом рассматривать выделяемую ритмику в литого-фациальном строении голоценых отложений дельты Кубани как отражение климатических изменений второй половины голоцена.

Фазы ускорения подъема уровня моря сопровождались расширением обширных лиманов и подтоплением низовьев речной долины; границы подтопления распространялись на десятки километров вверх по долине Кубани. Ингрессии морских вод в низовья долины сопровождались сменой режима осадконакопления, находивших отражение в формирование сравнительно однородных толщ тонких илистых отложений. Следует отметить, что возрастные интервалы

формирования ингрессионных илов в дельте удовлетворительно совпадают с возрастом формирования отдельных генераций береговых валов второй половины голоцена, широко развитых на побережье Северного Причерноморья, что, в целом, позволяет рассматривать отмечаемые следы неравномерности в морфоседиментационном развитии Азово-Черноморского побережья как отражение климатических ритмов голоцена.

Литолого-фациальный анализ и стратиграфические корреляции материалов бурения дельтовых отложений позволили провести реконструкции условий осадконакопления в ходе различных стадий голоценовой трансгрессии. В частности, каждый этап ускоренного подъема уровня характеризуется отчетливым трансгрессивным горизонтом в основании осадочной серии, представленным, как правило, прослоями ила мощностью от 0,5 до 3,0 м:

- миграция пересыпей в виде захоронения отдельных генераций с их частичным размывом и формированием новых генераций на меньших глубинах;
- отступание устьевых зон в вершинах лиманов;
- формирование и расширение обширных лиманов и заливов на месте внешних частей дельт.

Последующее замедление темпов трансгрессии сопровождалось выполнением сформированных ранее лиманов и заливов:

- активизацией выдвижения дельт, сопровождавшейся накоплением в лиманах относительно более крупнозернистых песчано-алевритовых осадков;
- разрастание береговых аккумулятивных барьеров, частично или полностью отгораживающих лиманы от моря.

Присутствие литолого-фациальных признаков неравномерного подъема уровня моря в строении всей толщи голоценовых отложений ингрессионных заливов-лиманов свидетельствует о сохранении ритмичного характера трансгрессии как для начального (трансгрессивного) этапа, так и для второго (квазистационарного) этапа. Отличия в условиях осадконакопления в ходе каждой из них проявляются в постепенном уменьшении влияния морских факторов. Это, в первую очередь, связано с постепенным уменьшением амплитуды колебаний уровня, а так же благодаря возникновению на рубеже 5,0 - 4,0 тыс. л. н. аккумулятивных барьеров – пересыпей, что привело к частичной или полной изоляции лиманов от моря и прекращении непосредственного воздействия волнения в трансгрессивные стадии.

Согласно существующим данным по геохронологии прибрежно-морских отложений северного Причерноморья и Азовского моря, возникновение наиболее древних генераций аккумулятивных барьеров - пересыпей относят к возрастному рубежу около 4,5 тыс. л.н. как северо-западного Причерноморья [3], так и для Анапской пересыпи и Азовской дельты Кубани [4].

С этим возрастным рубежом связано замедление темпов подъема уровня Азовского и Черного морей и начало выполнения внутренних участков лиманов и заливов, сопровождавшееся выдвижением внутренних дельт, развивавшихся по одному из типов дельт-выполнения [5]. Некоторые исследователи интерпре-

тируют отмечаемую ритмичность в строении дельтовых и лиманных отложений как отражения колебаний уровня моря. Другая точка зрения рассматривает подобную литолого-фациальную изменчивость как следствие ритмичных изменений климатических условий голоцена. Ее сторонники считают, что в строении толщи дельтовых отложений позднего голоцена влияние изменений уровня часто маскируется влиянием изменений в твердом стоке рек и относительными неотектоническими движениями. Цикличность в дельтовых отложениях, согласно этим взглядам, вероятно связана с автохтонными чертами седиментации (колебания речного стока и потока аллювиального материала) вне прямой связи с колебаниями уровня моря или на фоне их слабых флуктуаций с амплитудой около 0,5 м.

Литература

1. Балабанов И.П. Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа /Дальнаука, Москва-Владивосток. 2009. 352 с.

2. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее / Севастополь: ЭКОСИ-геофизика, 2006. 210 с.

3..Геология шельфа УССР: Лиманы. Киев: Наукова Думка, 1984. 174 с.

4. Измайлов Я.А., Арсланов Х.Ф., Тертычная Т.В., Чернов С.Б. Реконструкция и датирование голоценовых береговых линий моря в дельте Кубани (Восточное Азово - Черноморье) / Вестник ЛГУ, сер. 7, вып. 3 (21), 1989, с. 61-69.

5. Коротаев В.Н. Эустуарно-дельтовые системы: морфология, эволюция и современная динамика /Современные глобальные изменения природной среды. Т.2. М.: Научный мир, 2006. С.122-136.

# ГЕНЕЗИС И ЭВОЛЮЦИЯ ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИН ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ПСКОВСКОЙ НИЗМЕННОСТИ[11]

*Карпухина Н.В.*[*], *Константинов Е.А.*[*], *Курбанов Р.Н.*[*], *Деркач А.А.*[**], *Матлахова Е.Ю.*[**], *Мухаметшина Е.О.*[**]
[*]Институт географии РАН, Москва, Россия, natalia_karpukhina@mail.ru
[**]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия

# GENESIS AND EVOLUTION OF LAKE BASINS IN THE CENTRAL PART OF THE PSKOV LOWLAND

*Karpukhina N.V.**, *Konstantinov E.A.**, *Kurbanov R.N.**, *Derkach A.A.***, *Matlakhova E.Yu.***, *Mukhametshina E.O.***
[*]Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, natalia_karpukhina@mail.ru
[**]Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

В пределах центральной части Псковской области, охватывающей около 5 тыс. км$^2$, находится более 150 малых озер. Возраст этих озер определяется временем дегляциации исследуемой территории - 15,7 - 15,0 кал. т.л.н. [1, 2], а также вытаиванием мертвого и погребенного льда.

Пространственное положение в рельефе, а также отложения этих озер, накопившиеся в течение позднеледниковья и голоцена, способны дать информацию не только о механизме и возрасте образования котловины, но и проследить ход ее дальнейшего развития. Проведение подобного рода исследований представляет особую актуальность для данного региона, в связи со слабой изученностью истории озер. Исследования Псковских озер затрагивали главным образом вопросы их морфологии, морфометрии, ихтиофауны, реже гидрологии. Единственным автором, занимавшимся изучением истории озер был В.К. Лесненко [3]. Однако, и в его трудах, отсутствуют данные по абсолютному датированию органогенных отложений, что существенно снижает достоверность полученных результатов. Таким образом, степень изученности вопроса остается крайне низкой по сравнению с прилегающими территориями как Российской Федерации [4, 5], так и Эстонии [4, 6, 7]. Результаты настоящего исследования позволят определить время и причины образования озерных котловин, проследить изменения гидрологического режима, а также получить первые сведения об эволюции озерного осадконакопления в центральной части низменности.

В ходе исследования нами было выбрано четыре озера, расположенные в центральной части Псковской низменности. В ходе геолого-

[11] Работа выполнена при поддержке программы президиума РАН в рамках проекта «Роль многолетней мерзлоты и оледенения в формировании экосистем арктической зоны»

геоморфологического исследования озер было установлено, что они имеют разный механизм образования озерных котловин.

В течение полевого этапа работ было произведено бурение донных отложений озер. Работы по бурению осуществлялись в зимний период с поверхности льда. Бурение предварялось промерами глубин озера по заранее намеченным профилям с шагом в 50 м. С целью получения максимально полной и нетурбированной колонки озерных осадков для бурения выбирался участок озерного дна, имеющий наибольшую глубину и значительное удаление от берегов.

К настоящему моменту уже выполнены валовой химический анализ отложений и радиоуглеродный анализ, что позволило в каждом из озер выделить местные стратиграфические горизонты. Из всех колонок озерных отложений сцинтилляционным методом получены радиоуглеродные даты по общему органическому углероду. На основание $^{14}C$ датировок были построены модели осадконакопления в озерах, прежде всего, дающие информацию о скоростях заполнения озерных котловин.

Урез **озера Черного** расположен на абсолютной отметке 111,7 м., в пределах зандровой равнины, относящейся к зафронтальной части комплекса краевых ледниковых образований лужской стадии [8], Озеро мелководное (не более 1,2 м), плоскодонное, в плане имеет округлую форму (0,71 х 0,71 км), слабопроточное, берега заболочены, по типу трофности относится к эвтрофным водоемам. Формирование озерной котловины, вероятно, связано с процессами гляциокарста ввиду пространственного положения в пределах зандровой равнины, морфологии котловины, а также идентичности отложений, подстилающих толщу озерных отложений и отложений водосбора.

Донные отложения вскрыты скважной Chern-1 (N 57.67580, E 027.77128), расположенной в центральной части озерной котловины. Скважина глубиной 7,1 м (от поверхности льда), полностью прошла толщу озерных отложений (5,0 м) и углубилась в подстилающие осадки. Строение озерных отложений следующее: 0,0 - 1,3 м - ил органический, слабоконсолидированный; 1,3 - 4,7 - ил органический (сапропель, ППП > 50%), темно-коричневого цвета, текучей консистенции; 4,5 - 5,7 м - ил органический (сапропелит, ППП 30- 50%), темно-коричневого цвета с прослоями черного, текучей консистенции; 5,5 - 6,3 м - ил органо-минеральный (ППП 3-30%), темно-зеленый, текучей консистенции, с включением средне- и крупнозернистого песка, светло-бежевого цвета и пятен растительного детрита, контакт с нижележащим слоем четкий. Озерные осадки залегают на флювиогляциальных отложениях, представленных рыхлым, разнозернистым песком, бежевого цвета, с включением дресвы и мелкого гравия (аналогичны отложениям, слагающим территорию водосбора).

Согласно полученным датировкам, осадконакопление в озере началось не ранее 13140±250 кал. л.н. и связано с потеплением аллеред. Учитывая полученные датировки формирование органо-минерального ила происходило со скоростью 0,02 мм/г., но далее скорость седиментации в водоеме постепенно возрас-

тала и к 6240±100 кал.л.н. достигла 0,08 см/г, затем начала снижаться до 0,02 см/г.

Результаты валового химического анализа подтверждают гипотезу о том, что котловина имеет просадочно-гляциокарстовый генезис. Начало формирования котловины ознаменовалось с увеличением терригенной составляющей, характеризующейся высоким содержанием Si и породообразующих элементов входящих в состав группы силикатов - Al, Na, K, Mg, Ti, а окончание - резким снижением концентрации данных элементов.

Урез **озера Белая Струга** расположен на абсолютной отметке 47,4 м, в пределах лимногляциальной равнины, относящейся к фронтальной и предфронтальной частям комплекса краевых образований лужской стадии и несколько спланировавшей холмисто-западинный рельеф краевых образований. Озеро имеет вытянутую в субмеридиональном отношении форму (6,0х1,7 км), неровную береговую линию и состоящую из нескольких плесов, проточное, соединяется с водоемами меньших размеров. Максимальная глубина озера 7 м. Является остаточным приледниковым водоемом, который сохранился в крупном межхолмовом понижении.

Донные отложения озера вскрыты скважной BS-1 (N57.47195° E28.11337°), расположенной в центральной части озерной котловины. Скважина глубиной 12,45 м (от поверхности льда), полностью прошла толщу голоценовых озерных отложений (11,75 м) и углубилась в подстилающие осадки. Строение озерных отложений следующее: 3,32-3,65 (3,70) - ил органический (сапропелит, ППП 15 - 37%), серого цвета, с включением органических остатков; 3,65(3,70)-10,60 м - ил органический (сапропелит, ППП 18-41 %), темно-коричневого цвета, с глубины 5 м - коричневый; 9 -10,60 м - ил органический (сапропелит, ППП 15-23%), коричневого цвета, с включением минеральных частиц серого цвета; 10,60-11,55 м - суглинок легкий, бежевато-сизовато-серый; 11,55-11,65 м - суглинок серо-бурый, оторфованный; 11,65-11,72 м - суглинок легкий, местами до супеси, серого и светло-серого цвета; 11,72-11,77 м - прослои тонко- и мелкозернистого песка; 11,82-12,45 м - суглинок тяжелый, серовато-бежевый, очень плотный, с глубины 12,20 м наблюдаются прослои красно-бурого цвета. Озерные осадки голоцена залегают на озерных отложениях реликтового (остаточного) водоема.

Данные литостратиграфии указывают на то, что в отложениях озера Белая Струга наблюдается перерыв в осадконакоплении, который приурочен ко времени перехода от позднеледниковья к голоцену и фиксируется прослойкой песка на глубине 11,72 -11,77 м. В это время произошло существенное снижение уровня водоема, который в начале голоцена стал заболачиваться. Согласно полученной модели возраст-глубина заболачивание водоема началось около 12 кал. т.л.н. Начиная с этого времени уровень водоема стал повышаться, а средняя скорость осадконакопления в озере составила около 0,1 см/г. На первых этапах развития водоема и формирования толщи озерных отложений скорость седиментации постепенно возрастала, и согласно имеющимся материалам до-

стигла к 9690±180 кал.л.н. - 0,2 см/г, а затем начала снижаться (до 5890±130 кал.л.н. составила 0,1, а после 0,02 см/г). Стоит отметить, что в осадконакоплении на протяжении всей истории развития котловины значительную роль играет минеральная составляющая.

**Озеро Большое** представляет собой «окно» в пределах Молковского болота, расположенного в пределах лимно-гляциальной равнины, в 7 км южнее комплекса краевых образований лужской стадии, на абсолютной высоте 70,9 м. Озеро бессточное, имеет изометричную форму (1,64 х 1,08 км), максимальная глубина - 4 м. По типу трофности относится к дистрофным водоемам. Данный водоем представляет собой незначительную часть реликтового озера, сохранившегося в понижение рельефа после снижения уровня приледникового водоема до 68 м абс. отм. в ремдинскую фазу деградации ледника [2].

Донные отложения вскрыты скважной В-1 (N 57,48078, E 28,67129), глубиной 6,0 м (от поверхности льда), расположенной в центральной части озерной котловины. Скважина вскрывает толщу голоценовых озерных отложений (3,6 м) и уходит в позднеледниковые отложения остаточного водоема, представленные тяжелыми суглинками, светло-коричневого цвета с включением крупнозернистого песка и дресвы (0,41 м). Озерные отложения имеют следующее строение: 2,0 - 4,4 м - ил органический (сапропель, ППП >50%) темно-коричневого цвета, текучей консистенции; 4,4 - 5,1 м – ил органогенный (сапропелит, ППП 30-40%), темно-коричневый, плотный, оторфованный с большим содержанием неразложившейся органики; 5,1 - 5,5 м - суглинок средний, серо-сизый, плотный, опесчаненный с тонкими прослоями темного цвета и растительным детритом.

Осадконакопление минеральной толщи в озере Большом начинается с момента понижения уровня приледникового водоема в беллинге и начала самостоятельного функционирования водоема-реликта. Органогенный этап осадконакопления начался не позднее 11070±200 кал.л.н. Средняя скорость осадконакопления в озере составила около 0,04 см/г. На первых этапах развития водоема и формирования толщи озерных отложений скорость седиментации постепенно возрастала, и, согласно имеющимся материалам, достигла к 8830 кал.л.н. - 0,4 см/г, а затем начала снижаться и составила 0,02 см/г. Наибольшей скорости осадконакопления способствовало как значительное поступление минерального вещества в результате размыва берегов, активного делювиального смыва со слабозадернованного водосбора.

**Городищенское озеро** расположено в днище древней долины р. Обдех на абсолютной высоте 49,5 м (урез), в 4 км севернее комплекса краевых образований лужской стадии. Озеро проточное, имеет вытянутую форму (1,6х0,23 км), максимальная глубина 5,75 м, ниже по течению находится озеро - Мальское. Городищенское озеро входит в состав памятника природы «Староизборская долина». Обособление водоема, вероятно, связано с формированием мощного конуса выноса из балки, прорезающей левый борт палеодолины. Ранее здесь су-

ществовал единый водоем, который объединял Мальское и Городищенское озера.

Донные отложения в Городищенском озере вскрыты скважиной Gorod-1 (N57.71711° E027.85844°), заложенной в наиболее глубокой, западной части озера. Скважина глубиной 13,1 м прошла 7-ми метровую толщу озерных отложений, представленных высокозольным сапропелем (ППП 20-35%), темно-серым, текучей консистенции, с равномерным рассеянными мелких включений растительных остатков. Полученная датировка подошвы скважины 9460±180 кал.л.н. указывает на то, что органогенный этап в озере начался не позднее пребореала. Интересно отметить, что в данном озере зафиксирована самая высокая средняя скорость седиментации и мощность сапропеля. Согласно скважине Su-1, пробуренной в 900 м к северо-западу от скважины Gorod-1, за пределами водоема, в заболоченной части днища долины р. Обдех (Сухое болото), озерные отложения подстилаются лимно-гляциальными отложениями, представленными в нижней части ленточными глинами, сменяющиеся суглинками и супесями. Все это указывает на то, что осадконакопление в Городищенском озере началось в беллинге.

Результаты исследования озер в центральной части Псковской низменности показали, что озера здесь ледникового происхождения, но встречаются и смешенного (экзарационно-реликтово-подпрудного). Авторам удалось исследовать наиболее распространенные генетические типы ледниковых озер [9] в пределах центральной части Псковской низменности: остаточные (Белая Струга, Большое), просадочно-гляциокарстовые (Черное), экзарационно-реликтово-подпрудные (Городищенское озеро).

Генетические особенности формирования котловин отразились и на времени заложения озерных котловин. Начало формирования котловин остаточных (реликтовых) озер (Белая Струга, озеро Большое) соотносится с началом беллинга и приурочено ко времени деградации Псковско-великорецкой лопасти Чудского потока поздневадайского оледенения. В это время вдоль бровки активного ледника примыкают обширные приледниковые водоемы, уровень которых понижается в процессе миграции края ледника на север. После отступания ледника и ликвидации приледниковых водоемов в понижениях рельефа центральной части низменности сохранились мелководные реликтовые (остаточные) водоемы. В таких озерах вплоть до аллереда откладывался минеральный материал, приносимый за счет размытия берегов и активных процессов делювиального смыва на водосборах. Скорость седиментации в эти время была низкая. К началу аллереда уровень этих озер существенно понижается, и они подвергаются процессам заболачивания. С начала голоцена в связи с нарастающей степенью увлажнения уровень воды повышается и начинается переход от минерального к органогенному осадконакоплению. Скорости седиментации существенно возрастают, в результате чего озерная котловина быстро заполняется осадками. В зависимости от того какой тип осадконакопления преобладает в водоеме (органогенный или минеральный) зависят процессы развития озера. Если органоген-

ный, то котловина быстро заполняется осадками, озеро мелеет и заболачивается. Примером может стать озеро Большое, современная котловина которого в десятки раз меньше ее первичной котловины. В озерах, где минеральная составляющая превышает органогенную, скорости осадконакопления также высокие, но тенденции к сокращению акватории водоема не наблюдается (озеро Белая Струга) вследствие значительной первичной глубины озера. Важно отметить, что реликтовые озера доминируют в центральной части Псковской низменности.

В пределах зандровых равнин, которые приурочены к западным и восточным бортам Псковской низменности широко распространены озера просадочно-гляциокарстового типа. Предпосылки для образования таких озерных котловин были созданы в момент деградации ледника лужской стадии, во время формирования зандровой равнины и погребения отдельных глыб мертвого льда в толще флювиогляциальных отложений. В позднеледниковье, в условиях сухого и холодного климата глыбы льда находились в законсервированном состоянии, но в аллереде, когда климат стал теплее и влажнее, начались процессы протаивания погребенных глыб льда. Согласно полученным нами данным, окончательное вытаивание погребенного льда в пределах района исследования происходит к бореалу. Вместе с тем, с момента таяния глыбы начинается процесс осадконакопления в озере. Как и в описанных выше реликтовых водоемах первоначально лидирует минеральный тип осадконакопления. Привнос материала осуществляется, главным образом, за счет вытаявшей абляционной морены. Начиная с голоцена скорости седиментации увеличиваются, преобладает органогенное осадконакопление, в результате чего водоемы быстро мелеют и заболачиваются. Стоит отметить, что в пределах исследованной зандровой равнины часто встречаются небольшие округлые заболоченные участки. В связи с чем озеро Черное существует лишь благодаря тому, что оно больше по площади нежели другие аналогичные палеоводоемы.

Озера экзарацинно-реликтово-подпрудного типа являются довольно редким явлением в пределах центральной части Псковской низменности. Такие озера встречаются на западной окраине низменности, на границе с возвышенностью Хаанья. Формирование озер экзарацинно-реликтово-подпрудного типа здесь обусловило наличие древней эрозионной сети, которую активно осваивали ледниковые языки во время трансгрессивного этапа, тем самым расширяя и углубляя палеодолины, а затем консервируя их, и превращая в ледоём. С началом общей дегляциации в пределах центральной части Псковской низменности происходит таяние «пломбы» и образования локальных наледниковых водоемов, которые еще больше способствуют таянию пломбы. В связи с формированием у фронта ледника приледникового водоема, уровень которого достигал 115 м абс. отм. [2], восточная часть низменности оказалась перекрыта его водами и развивалась в таком виде пока уровень водоема не снизился до 75 м абс. отм. После снижения воды в озере в долинах часто сохранялись локальные приледниковые водоемы, которые подпруживались в узких местах долины льдом. Часто в этих

местах диагностируются моренные гряды. После понижения уровня локального водоема и активизации эрозионных процессов в конце позднеледниковья происходит окончательное оформление озерных котловин. Стоит отметить, что наибольшие мощности озерных отложений отмечены именно в озерах данного типа, что обусловлено местонахождением озер в узких и глубоких палеодолинах.

Полученные материалы по генезису и эволюции озерных котловин центральной части Псковской низменности хорошо интегрируются в общую картину развития озер северо-запада, представленную в трудах коллектива авторов 8-ми томного издания «История озер».

Литература:

1. Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea // Quaternary Science Reviews 2012. Vol. 44, pp. 51–59.

2. Карпухина Н.В. Особенности деградации осташковского ледникового покрова в пределах Чудско-Псковской низменности // Геоморфология. 2013. № 4. С. 38 - 47.

3. Лесненко В.К. Псковские озёра. Л.: Лениздат, 1988

4. История озёр Восточно-Европейской равнины / Под ред. Н.Н. Давыдовой и др. СПб: Наука, 1992. 262 с.

5. История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины / Под ред. В.И. Хомутова и др. СПб: Наука, 1998. 404

6. Saarse, L. 1990. Classification of lake basins and lacustrine deposits of Estonia // Journal of Paleolimnology 3: 1-12, 1990.

7. Kihno, K. 2011. Late Glacial vegetation, sedimentation and ice recession chronology in the surroundings of Lake Prossa, central Estonia // Estonian Journal of Earth Sciences, 60, 3, 147 - 158.

8. Татарников О.М. Рельеф и палеогеография Псковской области. Псков: ПГПУ, 2007. 127 с.

9. Асеев А.А. Древние материковые оледенения. М.: Наука, 1974. 319 с.

# ПАЛЕОРЕЛЬЕФ ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ КАК ИНДИКАТОР КЛИМАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА[12]

*Константинов Е.А.*
Институт географии РАН, Москва, Россия, eakonstantinov@yandex.ru

# PALEO-TOPOGRAPHY OF THE EASTERN AZOV REGION AS AN INDICATOR OF CLIMATIC OSCILLATIONS OF THE LATE PLEISTOCENE

*Konstantinov E.A.*
Institute of geography RAS, Moscow, Russia, eakonstantinov@yandex.ru

Разрезы лёссово-почвенной формации (ЛПФ) представляют большой интерес для изучения плейстоценовой морфодинамики внеледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Реконструкция палеорельефа опирается здесь, прежде всего, на палеопочвы, фиксирующие этапы стабилизации поверхности. Важно, чтобы стратиграфия палеопочв в исследуемом разрезе была хорошо разработана, чтобы иметь основания для хронологических интерпретаций. Значимую информацию о динамике экзогенных процессов могут дать текстурные особенности отложений, такие как слоистость, эрозионные контакты, признаки склонового переотложения и др.

Северо-Восточное Приазовье один из наиболее перспективных районов для подобных исследований. Преобладающий лёссово-аккумулятивный режим в течение плейстоцена и активная абразия берегов Азовского моря в голоцене создали условия, при которых можно проследить строение ЛПФ на расстоянии многих километров в естественных береговых обнажениях. Для проведения палеогеоморфологических исследований был выбран ряд ключевых участков на побережье Таганрогского залива Азовского моря: Мелекино, Семибалки, Шабельское. Ключевые участки принадлежат разновозрастным лиманно-аллювиальным террасовым уровням с дифференцированным по мощности и сложности строения лёссово-почвенным комплексом. Полевые работы включали инструментальную фиксацию стратиграфических подразделений в двух направлениях: вдоль береговых обрывов, а также в поперечных створах на основе данных бурения. Фиксировалось: положение кровли палеопочвенных уровней, которая здесь, как установлено [1, 2], отвечает поверхности межледниковых этапов; эрозионные контакты в толще отложений – погребенные поверхности размыва; специфика структуры, цвета и текстуры отложений, отмечались включения и новообразования. Диагностика погребенных почв в береговом обнажении и скважинах проводилась на основе морфотипических признаков, разработанных Т.Д. Морозовой [3], и опиралась на детально изученный [2]

[12] Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта РФФИ 16-35-60069

с применением комплекса аналитических методов (литолого-геохимического, палеопедологического, микроморфологического, палеомагнитного, палеофаунистического) разрез – основу ключевого участка.

При анализе разрезов на трех ключевых участках (Мелекино, Семибалки и Шабельское) были выявлены общие черты строения лёссовой толщи: выклинивание мезинского педокомплекса (ПК) (основная фаза формирования – микулинское межледниковье, MIS 5e) из разреза на склонах водоразделов и в днищах малых эрозионных форм (балок и ложбин). Наиболее показательным является пример строения ЛПФ на ключевом участке Мелекино, расположенном на северном берегу Таганрогского залива вблизи г. Мариуполя. Здесь в береговом обнажении и на буровом профиле последовательность согласно залегающих лёссовых горизонтов, фиксируемых уровнями плейстоценовых палеопочв, нарушена погребенными эрозионными врезами. Эти врезы представляют собой обширные (достигают сотен метров шириной) поверхности размыва, возрастная оценка которых производится по соотношению эрозионных контактов с палеопочвами. В современном рельефе на месте врезов обычно выражены широкие ложбины, глубина которых составляет первые метры. Такая поверхность размыва, вскрытая в центральной части берегового обнажения, погребена на глубине 3-4 метра. Эрозионный контакт, последовательно срезающий палеопочвы, маркирует поверхность максимального вреза, послемикулинский возраст которого определяется по выклиниванию мезинского ПК. Палеоврез заполнен лёссовидным суглинком, близким по составу материалу, в котором выработана данная форма. В днище вреза, в нижней части слоя заполнения (нижний метр), можно наблюдать признаки склонового переотложения: здесь отмечена сложная волнистая слоистость и комки гумусированного суглинка. Выше материал заполнения становится более однородным, лёссоподобным. Местами эрозионный контакт подчеркнут эфемерным почвообразованием, в основном же он свободен от признаков продолжительной стабилизации поверхности. Поверхность размыва, очевидно, была быстро погребена за счет склоновой и эоловой аккумуляции. Основной этап выполнения палеовреза есть основания соотносить с поздним валдаем (MIS 2): материал заполнения фациально замещается по разрезу валдайским лёссом, основная фаза накопления которого в Приазовье относится к концу валдайской эпохи [2]. Так как аккумуляция в днище палеовреза началась сразу после его образования, можно предположить и поздневалдайский возраст максимального вреза. Схожее с береговым обнажением строение ЛПФ мы наблюдаем и при анализе бурового профиля. Ложбина, днище которой вскрыто скважиной MEL-4, наследует послемикулинский врез, что следует из отсутствия мезинского ПК в разрезе.

Примечательно, что в изученных разрезах эрозионные контакты имеют весьма пологий наклон (до 4-6°), а мезинский ПК оказывается смыт уже на поверхностях с крутизной в первые градусы. Это говорит о том, что выявленная поздневалдайская фаза интенсивной денудации на водоразделах выражалась не только в активизации линейной эрозии, но также и в усилении процессов скло-

нового сноса – делювиальных и, вполне возможно, солифлюкционных (проблема конкретных механизмов сноса еще требует дополнительных исследований). Очевидно, что ландшафтно-климатические условия позднеледниковья значительно отличались от современных, при которых пологие склоны характеризуются относительно высокой стабильностью.

Практически аналогичное строение поздневалдайских палеоврезов выявлено в разрезах ЛПФ на ключевых участках южного побережья Тагнрогского залива – Семибалки и Шабельское. Существуют также данные других исследователей, которые свидетельствуют о мощном (15-20 м) поздневалдайском переуглублении в днищах долин и балок, принадлежащих побережью Азовского моря [4, 5]. Все это указывает на то, что поздневалдайский эрозионный этап - региональное явление, связанное с существенными перестройками природного комплекса Доно-Азовского региона в конце позднего плейстоцена. Среди возможных причин, вызвавших рассмотренное явление, нами выделяются следующие:

1) специфическая криоаридная климатическая обстановка позднего валдая, которая сказалась на снижении устойчивости субстрата через разреженный растительный покров и глубокое сезонное промерзание [6];

2) общий рост поверхностного стока и его неравномерность в позднеледниковье в бассейне Дона [7];

3) значительное падение базиса эрозии - Азово-Черноморского бассейна [8], усилившее регрессивный рост эрозионной сети;

Литература

1. Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С. и др. Особенности строения плейстоценовой лёссово-почвенной формации юга Русской равнины по материалам Восточного Приазовья // ДАН, 2009. Т. 428, № 6. С. 815–819.

2. Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К. и др. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // ДАН, 2012. Т. 445. № 4. С. 464-467.

3. Morozova T.D. Identification Of paleosol types and their applicability for paleoclimatic reconstructions // GeoJournal. 1995. V. 36. № 2–3. P. 199–205.

4. Григорьев А.В. Северное Приазовье. Геологическое строение // Геология Азовского моря. Киев: Наукова Думка, 1974. С. 32-35.

5. Сафронов И.Н. Геоморфология Северного Кавказа и Нижнего Дона. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1987. 160 с.

6. Величко А.А., Константинов Е.А. Опыт реконструкции плейстоценовой морфодинамики плакоров Северного Приазовья (ключевой участок Мелекино, Донецкая область Украины) // Геоморфология. 2013. №3. С. 51-61.

7. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Власов М.В. Мощный поздневалдайский речной сток в бассейне Дона // Изв. РАН. Сер. геогр. 2013. № 1. С. 118–129.

8. Островский А.Б., Измайлов Я.А., Балабанов И.П. и др. Новые данные о палеогидрологическом режиме Черного моря в позднем плейстоцене и голоцене // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 131–141.

# УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ДОЛИННЫХ ПЕДИМЕНТОВ В БАССЕЙНЕ Р. ОКИ В ЕЕ СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ

*Кривцов В.А.*
*Рязанский государственный университет имени С.А. Есенина,* Рязань, Россия, v.krivtsov@rsu.edu. ru

# PREREQUISITES FOR VALLEY PEDIMENT FORMATION IN THE MIDDLE OKA RIVER BASIN

*Krivtsov V.A.*
*S.A. Yesenin Ryazan State University, Ryazan, Russia,* v.krivtsov@rsu.edu.ru

Долинные педименты – явление, обычное для территории России. Вместе с тем, когда речь идет о подобных образованиях, обычно имеются в виду горно-складчатые, а не платформенные области, где и крутые отступающие склоны, и сами педименты выработаны в скальных осадочных, метаморфических или магматических породах [6, 7, 9]. На Русской равнине склоны речных долин, как правило, выработаны в рыхлых или слабо литифицированных преимущественно мезо-кайнозойских отложениях. Возникает естественный вопрос: могут ли долинные педименты формироваться в толщах таких пород и при каких условиях? Наши исследования в долине Оки и в долинах ее притоков, дренирующих северо-восточную часть Среднерусской возвышенности и Окско-донскую равнину, показали – что могут, хотя окские педименты и отличаются от классических, в т.ч. описанных в Поволжье [1, 4, 5], как своими размерами, так и временем их формирования. О бечевниках, встречающихся в долинах всех рек у подножий подмываемых коренных склонов и уступов надпойменных террас, при этом речь не идет.

Что собой представляют эти образования? Все они приурочены к участкам коренных склонов долин высотой от 30 до 50 м, подмываемых или подмывавшихся ранее водотоками. Выработаны они в толще рыхлых или слабо литифицированных мезо-кайнозойских отложений. Мощность четвертичных отложений, представленных покровными суглинками (2-4 м), мореной (1-6 м) и подморенными озерно-аллювиальными песками и алевритами (до10 м), составляет от 12 до 20м. Обычно они залегают на поверхности юрских (обычно келловейских) глин и алевритов с прослоями песчаников, местами подстилаются неогеновыми песками и (или) нижнемеловыми ожелезненными песчаниками и песками мощностью до 10 м на юрских глинах. Юрские глины практически водонепроницаемы, и там, где они не размыты, образуют первый от поверхности региональный водоупор, на котором в толще рыхлых отложений формируется горизонт грунтовых вод.

Склоны двухчленные. Верхняя их часть представляет собой короткий уступ крутизной от 45 до 80°, местами отвесный, относительной высотой от 12-15 до 25-30м, нижняя – выположенная поверхность, крутизной от 2 до 30°, в среднем около 15°, шириной от 30-50 до 200м, осложненная буграми и грядами относи-

тельной высотой до 5м, вытянутыми параллельно уступу, и разделяющими их ложбинами. Перегиб между верхним крутым и нижним пологим участками – резкий и располагается на уровне кровли юрских глин. Верхние крутые участки таких склонов во всех случаях представляют собой оползневые уступы, формирующиеся как при сходе крупноблоковых инсеквентных фронтальных оползней длиной в сотни метров и объемом до 10 тыс. м³, так и при образовании мелкоблоковых оползней, объемом в десятки – сотни кубометров. Там, где крупные фронтальные оползни последний раз сходили десятки лет назад, поверхность уступов задернована, а крутизна их не превышает 60°. Участки схода оползней в последние 15 лет оголены, а крутизна уступов здесь достигает 80-90° (в их привершинной части, выработанной в покровных суглинках) [2].

Нижние пологие участки таких склонов, по сути своей, являются долинными педиментами. Они вполне соответствуют определению Д.А. Тимофеева, согласно которому долинные педименты – это «…пологонаклонные денудационные поверхности, ограниченные в тыловой части крутым отступающим склоном, протягивающиеся в речных долинах вдоль коренных берегов» [8]. Своим формированием они обязаны в основном оползневым процессам, сопровождающимся отступанием оползневых уступов вглубь междуречья.

Долинные педименты – преимущественно денудационные образования, формирующиеся при отступании оползневых уступов вглубь междуречий. И хотя в их пределах располагаются оползневые тела разного размера, мощность оползневых масс, как правило, не превышает 3-4 м (редко до 6м), на значительных площадях непосредственно на поверхности вскрываются коренные породы, как правило, это юрские глины, алевриты, пески и песчаники, местами слабо литифицированные меловые песчаники и неогеновые пески. Для таких участков характерны плоскостной и мелкоструйчатый смыв, а при избыточном увлажнении грунта на глубину до нескольких десятков сантиметров – массовое смещение материала по типу солифлюкции и образование небольших по площади оплывин. Оползневые тела разного возраста постепенно перерабатываются: расседаются на более мелкие блоки, оплывают. Оползневые массы в пределах педиментов размываются многочисленными ручьями, берущими свое начало у подножий оползневых уступов либо в оврагах, их расчленяющих. При подъеме воды в половодье (в среднем до 5-6 м, максимум до 10 м) Ока частично удаляет деляпсий с примыкающей к ней части формирующегося педимента (наблюдения у сел Троица и Фатьяновка). Таким образом, в пределах долинных педиментов имеет место непрерывная денудация.

Долинные педименты в бассейне среднего течения р. Оки распространены достаточно широко. В долине Оки, на участке от с. Городец в Московской области до Дмитриевых гор во Владимирской области, коренные склоны, опирающиеся на пойму или непосредственно на русло, по правому берегу протягиваются на 215,4 км, а педименты в их пределах – на 54,8 км (25,4%), по левому борту – на 94,0 км, педименты – на 26,0км (27,6%). Педименты выявлены по левому борту долины р. Прони ниже г. Михайлова и даже в долинах ее неболь-

ших правых притоков, в частности, на юго-восточной окраине г. Пронска. Есть они на отдельных участках в долинах рек Рановы и Пары.

Образование новых фронтальных оползней, сопровождающееся отступанием вглубь междуречья крутого (оползневого) уступа, происходит циклически и связано с ростом увлажнения территории. В частности, в период с 1990 по 2008 год количество осадков в бассейне среднего течения Оки увеличилось на 60-100 мм/год. При этом наметилась устойчивая тенденция подъема уровня грунтовых вод на междуречьях. Именно в этот период, по нашим наблюдениям, в верхних звеньях речной сети возобновился русловой сток, сухие балки стали «сырыми», а на склонах долины Оки, на участках, где оползневые процессы проявлялись и ранее, возникли новые фронтальные оползни. Предшествующий этап формирования крупноблоковых оползней фронтального типа, по имеющимся в нашем распоряжении данным, относится к первой трети XX в. Нам неизвестна периодичность этапов активизации оползневых процессов. При наличии трех-пяти рядов оползневых тел разных генераций на наиболее широких участках педиментов можно констатировать, что таких циклов за последние сотни лет было не менее пяти. В течение последнего этапа активизации оползневых процессов в 1998-2008 гг. оползневой уступ на разных участках сместился вглубь междуречья на расстояние от 1-2 до 5м, в том числе и за счет образования небольших по площади и маломощных, но многочисленных оплывин. Формирование педиментов в бассейне среднего течения р. Оки, исходя из особенностей строения и развития долин, происходило в течение всего голоцена, а возможно, началось еще в позднем плейстоцене [3].

Выводы

1. Формированию долинных педиментов в бассейне среднего течения р. Оки способствует наличие относительно мощной толщи рыхлых водопроницаемых неоген-четвертичных отложений, в которой на водоупоре из подстилающих их юрских глин формируется водоносный горизонт. Разгрузка грунтовых вод на склонах долины обусловливает развитие оползневых процессов в толще неоген-четвертичных отложений, сопровождающееся отступанием вглубь междуречий оползневых уступов и образованием педиментов, вырабатываемых в юрских глинах, а местами – в меловых железистых песчаниках и глинах.

2. Ширина педимента зависит от относительной высоты кровли регионального водоупора (юрских глин) и мощности перекрывающих их в различной мере литифицированных меловых отложений (там, где они сохранились) и рыхлых неогеновых и плейстоценовых отложений разного генезиса. Чем выше располагается кровля юрских глин и чем меньше мощность перекрывающих их рыхлых отложений, тем педименты `уже и круче, и, наоборот, чем ниже над урезом располагается кровля юрских глин и чем больше мощность перекрывающих их рыхлых отложений разного генезиса, тем шире сам педимент и тем меньше наклон его поверхности. По нашей оценке, с учетом относительной высоты кровли регионального водоупора и мощности рыхлых отложений на раз-

ных участках, максимальная ширина педиментов в бассейне среднего течения р. Оки не превысит 300 м.

Литература

1. Дедков А.П., Мозжерин В.И., Ступишин А.В., Трофимов А.М. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Каз. ГУ, 1977. 227с.
2. Кривцов В.А., Правкин С.А. Особенности проявления и условия развития оползневых процессов на склонах долины р. Оки в пределах Рязанской области /Вестник Ряз. гос. ун-та имени С.А. Есенина, 2013. № 4/41. С.109-125.
3. Кривцов В.А., Правкин С.А. Долинные педименты в среднем течении Оки // Геоморфология, 2015. № 3. С. 39-47.
4. Мозжерин В.В. Развитие рельефа Среднего Поволжья в эоплейстоцене. Дис. …канд. геогр. наук. Казань. КазГУ, 2003.162с.
5. Пиотровский М.В. К изучению основных черт рельефа Нижнего Поволжья // Изв. АН СССР. Сер. геогр. геофиз.1945. № 2.С. 311-314.
6. Поздняков А.В. Развитие склонов и некоторые закономерности формирования рельефа. М.: Наука,1976. 112с.
7. Тимофеев Д.А. Поверхности выравнивания суши. М.: Наука, 1979. 271с.
8. Тимофеев Д.А. Условия образования долинных педиментов//Вопросы морфолитогенеза в речных долинах. Чита: Изд-во Забайк. Фил. ГО СССР, 1968. С.10-15.
9. Уфимцев Г.Ф. Байкальская тетрадь. Очерки теоретической и региональной геоморфологии. М.: Научный мир, 2009. 240с.

## НОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ФОРМ СУЛЬФАТНОГО КАРСТА НА ЗАПАДНОМ КАВКАЗЕ И ОСОБЕННОСТИ ЕГО РАЗВИТИЯ

*Крицкая О.Ю., Остапенко А.А.*
Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия,
andrey_ost@mail.ru, oksana_krit@mail.ru

## NEW STUDY OF UNDEGROUND LANDFORMS OF GYPSUM KARST AT THE WESTERN CAUCASUS AND SPECIAL ASPECTS OF IT'S DEVELOPMENT

*Krickaya O.J., Ostapenko A.A.*
Kuban State Unversity, Krasnodar, Russia, andrey_ost@mail.ru,
oksana_krit@mail.ru

Гипсоносные толщи выходят на поверхность узкой полосой (обычно в пределах 2–3 км) в зоне низкогорий северного макросклона Кавказа. Гипсы достигают максимальной мощности в междуречьях Губс – Ходзь – Малая Лаба –

Большая Лаба – Уруп – Большой Зеленчук. К этому участку приурочены и самые крупные пещеры. Пещеры речного типа развиты преимущественно поперек полосы развития гипсовых толщ. Их гидрогеология достаточно проста и в большинстве случаев очевидны зоны питания и разгрузки таких полостей. Вполне возможно, что пещеры региона, имеющие длину до 2690 м (п. Пшаше-Сэтэнай) – самые длинные гипсовые пещеры Азии. Карст данной территории активно развивается, скорость карстовой денудации поверхности сульфатных массивов оценена нами в пределах 493–853 $м^3год/км^2$, темпы развития пещер за счет концентрации стока и эрозии значительно выше [1]. По различным признакам можно предположить, что время существования гипсовой пещеры до стадии превращения в балку составляет здесь величину порядка 10000 лет.

В настоящее время актуальными задачами исследований карста в этом районе является учет и обобщение информации по распространению карстовых форм, а также выявление новых объектов для получения наиболее полного преставления об особенностях развития карстовых процессов в гипсово-ангидритовых отложениях.

Отличный обзор гипсового карста этого района опубликовал в 1938 году М.А. Зубащенко, описав также наиболее известные на тот момент пещеры [2]. В 1970–1990-х пещеры предгорий активно изучали спелеологи из Одессы, Ростова-на-Дону и Краснодара. В это время было открыто и отснято довольно много пещер, но так как большинство входов не имело достоверных топографических привязок, то многие объекты были найдены и исследованы неоднократно и получали двойные спелеонимы (или политопонимы). К началу XXI века было известно около 60 пещер суммарной протяженностью около 19 км, площадью около 45000 $м^2$ и объемом около 164000 $м^3$. Некоторые из пещер удалось объединить в одну систему совсем недавно (Арочная-2 и Попова-2 в 2002 г., Гунькина-4 и Гунькина-5, 2003 г). Во многих пещерах обнаружены местообитания беспозвоночных и рукокрылых, подлежащих охране согласно Красным книгам различного ранга.

Следует отметить, что далеко не все полости удается обнаружить на местности заново. Это связано с несколькими факторами:

1. До середины 1990 годов сохранялась проблема доступности обычных топографических карт, и значительная часть пещер так и не была привязана к ним.

2. Приемники GPS (GNSS) для большинства спелеологов стали доступны позже 2000 года, и работа по спутниковой привязке входов в пещеры региона началась относительно недавно.

3. Большая часть исследователей пещер, работавших до 1990-х годов, прекратила занятия спелеологией, или не всегда находит пещеры после многолетней паузы в посещениях.

4. Из-за высокой активности гипсового карста может обвалиться и стать недоступным вход в отдельные полости (пещера Ледяная на хребте Герпегем [2], начало 1960-х).

5. Местные жители мало интересуются пещерами, количество коренных жителей в предгорьях падает, и еще недавно привычная помощь в обнаружении пещер уже малоэффективна.

Таким образом, первоочередной задачей является точная привязка входов в пещеры как силами спелеологов, так и с помощью знакомых туристов и краеведов. При этом важно учитывать потребности охраны пещер: избегать открытых публикаций координат входов в Интернете, СМИ, крупнотиражных путеводителях и других общедоступных изданиях [3].

Исходя из параметров известных пещер и их пространственного распределения, можно сделать вывод, что большая часть крупных полостей уже обнаружена. В то же время возможен поиск и изучение небольших пещер, на которые раньше не обращали внимания, а также уточнение морфологических и морфометрических параметров известных карстовых полостей.

Огромную помощь в поиске входов в пещеры оказывают такие сервисы Интернет как Google Earth, Яндекс и такая программа для сбора картографической информации из широкого круга открытых источников, как SASplanet. Благодаря им, можно рассмотреть карстовые районы в различное время года и под разными углами, сопоставить космоснимки с топографическими картами, оценить расстояния между предполагаемыми зонами питания и разгрузки. Дешифрирование высококачественных цветных снимков требует гораздо меньше специальных знаний, чем работа с черно-белыми снимками. Работа по поиску новых полостей идет приблизительно по следующей схеме:

1. Введение координат входов в известные пещеры, а также других карстовых объектов, способных помочь поиску (прежде всего источников).

2. Выявление форм рельефа, связанных со спецификой гидрогеологии карста (цепочки воронок и бессточные балки).

3. Сопоставление выявленных форм рельефа с топографическими картами и анализ гидрографической сети с выявлением исчезающих водотоков и истоков на картах.

4. Для объектов, выявленных и на снимках, и на картах, можно засечь координаты и перенести их в приемник GNSS для проверки на местности.

Итогами такого дистанционного поиска стали поисковые выезды в карстовые районы в 2014–2015 гг. На хребте Герпегем (междуречье рек Ходзь и Малая Лаба) были обследованы выявленные зоны питания пещер-источников Воровская Балка и Сифон. Эти полости перекрыты сифонами в нескольких десятках метров от входа. Морфология и характер отложений пещеры Сифон схожа с аналогичными параметрами расположенной рядом крупной пещеры Дедова Яма, что позволяет предполагать наличие значительных объемов за сифоном. Между зонами питания и разгрузки пещер расстояния напрямую составляют около 600 метров, что предполагает значительную суммарную протяженность недоступных пока участков. Но доступных для прохождения поноров в зоне питания пещер Воровская Балка и Сифон обнаружить пока не удалось.

Поиск в верховьях реки Кизинчи осложнялся залесенностью района, но описанная выше методика позволила обнаружить здесь две неизвестные ранее пещеры-источника. На настоящий момент параметры (длина/амплитуда) закартированных частей составляют 170/+11м и 327/+12м (см. рисунок). Дальнейшее исследование осложняется обводненными ходами с малым сечением и обвальными участками. Полости заложены в гипсово-ангидритовых толщах с преобладанием ангидрита. Некоторые участки подпружены гравитационными отложениями и затапливаются во время паводков. При затоплениях происходит гидратация ангидрита, стены и своды пещер начинают вспучиваться гипсовыми «чешуйками», которые интенсивно обваливаются в водоток, наращивая сечение полости. Пещеры неплохо маркируются на поверхности цепочками карстовых воронок, под землей им соответствуют обвальные участки и небольшие водопритоки, оставляющие кальцитовые натечные образования (преимущественно кораллиты и коры). В одной из исследованных пещер обитает крупная колония длиннокрыла обыкновенного. По мнению С.В. Газаряна, эти летучие мыши мигрируют сюда из активно посещаемых туристами пещер Зубащенко и Бесленеевская.

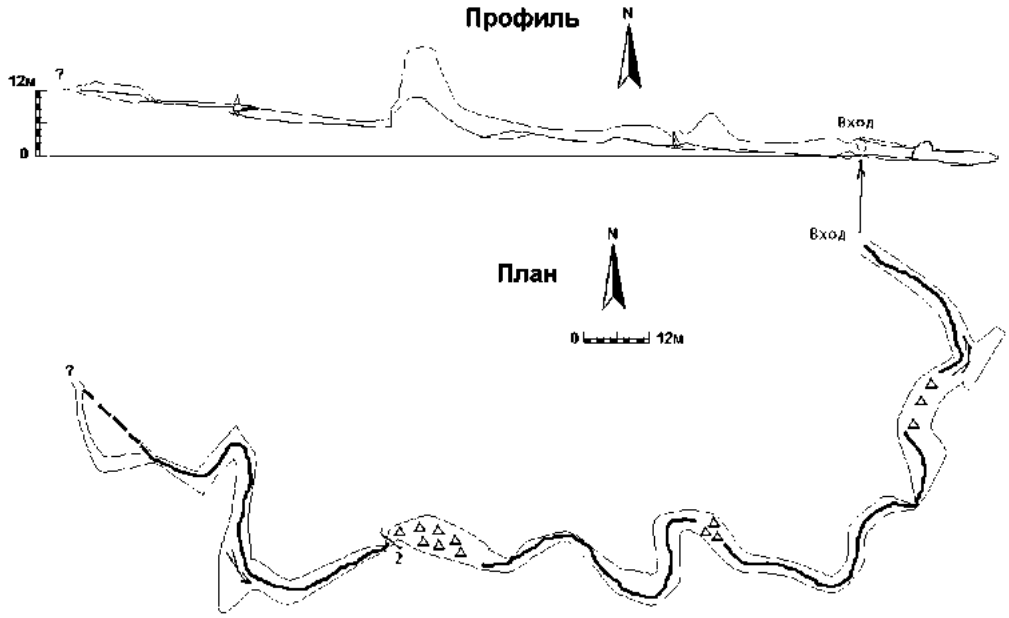



Рис. 1. Пещера Длиннокрыл (верховья р. Кизинчи).

Один из факторов, требующих решения вышеназванных задач по поиску и изучению пещер — активное хозяйственное развитие региона. При этом могут игнорироваться природоохранные аспекты, обязательные при реализации любой

деятельности на территории Российской Федерации, так как на практике очень популярен принцип «сначала строим, потом оформляем бумаги» [4]. Оперативностью принятия решений и реализации проектов славятся горнодобывающие компании, так что на месте карстового района легко может возникнуть новый карьер по добыче гипса. В области рекреации ситуация несколько лучше, но тоже хватает проблем. Известны факты попыток продажи координат входов в пещеры для их последующего экскурсионного использования [5]. Многие турфирмы и отдельные гиды-проводники включают в свои маршруты посещение необорудованных пещер, в том числе и гипсовых, при этом меры охраны пещер и уязвимых элементов подземных ландшафтов слабо учитываются. Спелеологи совместно с природоохранными организациями иногда в состоянии повлиять на эту ситуацию.

Литература

1. Остапенко А.А. Подземные формы карста в сульфатных отложениях Западного Кавказа. Автореф. канд. дисс. Краснодар, 2001. 22 с.

2. Зубащенко М.А. Карстовые явления в верхнеюрских гипсах на северном склоне Западного Кавказа // Известия Воронежского гос. пед. ин-та, т. IV. Воронеж, 1938. С. 117–129.

3. Остапенко А.А., Крицкая О.Ю. Информационные и этические аспекты охраны пещер Кавказа // Карст и пещеры Кавказа: результаты, проблемы и перспективы исследованиий. Мат-лы V региональной научно-практ конференции. Сочи 1–4 ноября 2014 г. Сочи, ИП Кривлякин С.П., 2014. С. 182–185.

4. Агаханянц П.Ф., Антипов А.Н., Голубева С.Г., Дроздов А.В., Ефремов Ю.В., Кеппель Й., Ковалев Н., Остапенко А.А., Ретеюм А.Ю., Рябухина Н.Ю. Оценка воздействия на окружающую среду и российская общественность: 1979–2002 годы. М.: КМК. 2006. 427 с.

5. Остапенко А.А., Газарян С.В., Крицкая О.Ю., Смаглюков И.С. Проблемы изучения и охраны пещеры Арэд (Западный Кавказ). Свет. Журн. Украинской спелеологической Ассоциации. №2 (25) 2004. С. 27–29.

## ЛАВОВЫЕ ПОТОКИ И РЕКИ

*Лебедева Е.В.*
Институт географии РАН, Москва, Россия, Ekaterina.lebedeva@gmail.com

## LAVA FLOWS AND RIVERS

*Lebedeva E.V.*
Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, Ekaterina.lebedeva@gmail.com

Изучая аллювиальные отложения, исследователи многих вулканически неактивных в настоящее время регионов Дальнего Востока неоднократно сталкива-

лись со следами плейстоценовой вулканической деятельности, которая оказала влияние на развитие речных долин Приамурья, Приморья, Байкальского региона, Станового хребта и многих других областей. Здесь периодически встречаются разрезы, где лавы перекрывают древний аллювий, а вулканическая деятельность спровоцировала перестройки речной сети. Так, например, неоднократные мощные кайнозойские излияния базальтов в пределах Сихотэ-Алиня, Восточно-Маньчжурских гор и разделяющих их депрессий в результате создания плотинного эффекта и выполнения долин лавовыми потоками привели к существенной перестройке гидрографической сети региона, причем, как в горных районах, так и на равнинах [1]. В Приморье А.М.Коротким описано 37 подобных случаев в бассейнах рр. Самарги, Единки, Бикина, Киевки и др., т.е. около трети всех зафиксированных речных перехватов региона обусловлено вулканической деятельностью [2].

Действительно, лавовые потоки и покровы могут приводить к полному переформированию рельефа и перезаложению речной сети. Они перегораживают долины, заполняют их и на отдельных участках иногда полностью перекрывают не только речные долины, но и водоразделы. Текучесть лавы определяется составом магмы, ее температурой, давлением, вязкостью. Самыми протяженными справедливо считаются базальтовые потоки: их длина может превышать 100 км. Например, среднеплейстоценовый поток Ундара (Квинсленд, Австралия) достигает 160 км при общем объеме 23 км$^3$ и площади 1550 км$^2$ [3], а самым протяженным считается поток Пампас Ондуладас (Мендоса, Аргентина) – его длина 170 км при ширине около 5 км и объеме более 12 км$^3$, а возраст - около 373 тыс.л. [4]. Самым молодым базальтовым потоком сопоставимой длины (около 140 км) является Тьёрса в Исландии, сформировавшийся в голоцене. Современные образования таких размеров не известны. Так, лавовые потоки основного состава, возникшие при извержении влк.Толбачик в 1975-76гг., имели длину всего 5-9 км при ширине до 6 км, а в 2012-13гг. – 8-18 км при толщине слоя лавы от 2 до 15 м. Большей мощности достиг здесь лишь один из языков потока, спустившийся в бассейне р.Толуд: по [5], его толщина в пределах верховий притоков указанной реки увеличивается до 70 м.

Лавовые потоки легко приспосабливаются к рельефу, выполняя его углубления, в т.ч. и долины рек, постепенно заполняя их и либо спускаясь по ним, либо перегораживая. Наиболее протяженные потоки формируются в том случае, если они следуют вдоль по речным долинам [6]. Например, излияние упоминавшегося выше потока Ундара происходило на равнинной территории междуречья рр. Энасли и Линд (Квинсленд, Австралия), и его языки заполнили как их долины, так и врезы небольших притоков. Весьма примечательным в этом отношении является и поток Эль Корково протяженностью около 70 км и объемом до 2 км$^3$, перекрывший равнинную территорию на юге провинции Мендоса (Аргентина) на площади около 415 км$^2$. Примерно 840 тыс. л.н. [7] он вышел на пойму р.Колорадо и перегородил русловые понижения на многорукавном участке долины, а затем частично спустился вниз по этим руслам в виде небольших язы-

ков. Глубина палеоврезов составляла здесь около 5 м, а мощность перекрывших их лав – до 10 м. Заполненный лавой фрагмент долины превратился в сниженный водораздел, где под толщей эффузивов вскрываются сцементированные речные галечники раннечетвертичного возраста.

Поверхность потоков эффузивов, выполняющих речные долины, как правило, слабовыпуклая, поэтому новый врез водотока обычно начинается в наиболее пониженной его части – чаще вдоль борта долины на контакте с менее прочными породами. Вытесненная лавой из долины река при формировании нового русла может и вовсе покинуть свою долину через сниженный участок водораздела и присоединиться к другой речной системе [2]. Нередко лавовые потоки перегораживают долину поперек и тогда возникают подпрудные озера. При создании высоких лавовых плотин возможен перелив вод подпрудного озера через низкий боковой водораздел в соседний речной бассейн с последующим формированием на этом месте нового долинного вреза.

Для базальтовых лавовых потоков также весьма характерны лавовые туннели (лавоводы), по которым продолжается течение лавы, когда поверхность покрова уже затвердела. Такие туннели образуются в процессе формирования потоков лавы как на пологих склонах вулканов (например, Килауеа, Гавайи), так и в пределах хорошо морфологически выраженных речных долин (Видгельмир, Стефансшеллир и др., Исландия) или на равнинных участках (Ундара, Австралия). Они также могут выходить на прибрежные отмели и уходить под уровень океана (о.Исабела, Эквадор). В плане туннели имеют извилистую форму, их сечение напоминает овал, вертикальные размеры которого несколько превышают ширину и в целом колеблются от 3-5 до 10-20 м при длине сохранившихся фрагментов от десятков метров до нескольких километров. Например, на севере Австралии (Ундара, Квинсленд) сохранилась сложная система бифуркирующих туннелей среднеплейстоценового возраста с расширениями до 60-100 м и общей протяженностью до 90 и более километров [3]. При извержении 2012-13гг. влк. Толбачик у его подножия также сформировалась весьма сложная система разноуровенных и разноориентированных бифуркирующих туннелей, располагающихся на глубинах от 1 до 20 м от поверхности. Их диаметр колеблется здесь от 1 до 10 м при общей длине до 5 км. Вдоль всех лавоводов наблюдаются «окна» от 2-3 до 15 м в поперечнике [5], через которые выходили выделяемые лавой газы.

При завершении извержения туннели, как правило, остаются пустыми, но иногда они используются на последующих этапах эндогенной активности. Такое явление, например, было установлено для долины р. Жом-Болок (Окинское плоскогорье), когда лавы последнего этапа извержения (около 800 л.н.), используя туннели голоценового возраста, неожиданно сформировали небольшие молодые покровы на разных участках долины р.Жом-Болок среди старых фрагментов лавовых полей [8]. Т.к. лава течет по уклону рельефа, то и лавоводы ориентированы соответствующим образом. Например, уклон туннеля 2013г. у подножия Толбачика составляет 3-5$^0$ [5], а на равнинной территории Квинслен-

да он колеблется от 0.1 до $2.5^0$ [3]. Поэтому неудивительно, что впоследствии такие полости могут использоваться и водотоками, в том числе теми, долины которых и заполнила лава. Дно неактивных туннелей, как правило, покрыто глыбами и щебнем эффузивов, сформировавшихся в результате частичного обрушения сводов. Однако в некоторых случаях, как, например, в туннелях Ундара, они перекрыты тонкими песчаными и илистыми наносами, иногда даже со знаками ряби и небольшими остаточными водоемами, также здесь на бортах лавоводов видны следы более высокого стояния воды. Очевидно, что в периоды паводков речки и ручьи бассейнов рр. Линд и Энасли, вынужденные заложить свои новые долины по периферии лавового потока, используют для стока эти протяженные подземные пустоты, которые идут по их древним долинам. В виду слабой изученности внутреннего строения лавовых потоков и покровов и частого отсутствия поверхностного стока в их пределах, такое явление практически не описано в литературе. Однако наши наблюдения не позволяют в этом усомниться. В пользу возможности существования подземного стока в лавовых туннелях свидетельствует и тот факт, что в холодных регионах (Исландия) многие лавоводы частично заполнены замерзшей водой (в частности, Лофтеллир и др.).

Кровля лавоводов с течением времени разрушается – в первую очередь в районе т.н. «окон», и в местах образующихся провалов могут формироваться отдельные озера (как, например, на о.Исабела, Эквадор) или их цепочки (р.Жом-Болок, Окинское плоскогорье, Саяны). Глубины таких водоемов соответствуют параметрам туннеля, нередко они являются проточными, несмотря на отсутствие видимого поверхностного стока, и соединяются друг с другом под землей водотоком, идущим по лавоводу. Упомянутая долина р.Жом-Болок является одним из наиболее интересных объектов, где сосредоточены многие из описанных выше примеров взаимодействия лавовых и речных потоков. В результате трещинного излияния базальтов в голоцене – около 7 тыс.л.н. [8] – здесь сформировался 70-километровый лавовый поток шириной до 2 км и мощностью до 150 м, который заполнил падь Хи-Гол, днище троговой долины Жом-Болок, перекрыв позднеплейстоценовые ледниковые отложения, и почти на 10 км выдвинулся в долину р. Оки. Предшествующие (13 тыс.л.н.) и последующие (0.8-4.7 тыс.л.н.) излияния носили здесь гораздо более скромный характер. Сравнение продольных профилей двух субпараллельных речных долин – р.Сенцы и заполненной лавой р.Жом-Болок - позволило рассчитать общий объем излившейся лавы, который достигает 7.9 км$^3$. Поперечный профиль потока несколько прогнут в осевой части долины, что обусловлено наличием там частично разрушенных туннелей, существование которых в толще жомболокской лавы подтверждается многими исследователями [8]. В результате подпруживания лавой притоков р.Жом-Болок в их приустьевых частях образовались 3 подпрудно-лавовых озера, самым крупным из которых является Хара-Нур (площадь более 33 км$^2$). Все озера и, соответственно, образовавшие их притоки имеют сейчас подлавовый сток [9, 10]. Река Жом-Болок сначала также течет под

лавовым покровом, а от оз. Бурсуты-Нур следует по узкому и порожистому руслу, проложенному в центральной части долины, основой которого, судя по морфологии, стал лавовод с обрушившимся сводом. В точке резкого поворота долины реки на восток ее русло представляет собой цепочку проточных озер Обо-Нур общей протяженностью около 5 км и глубиной до 15-20 м. Между собой озера соединены короткими (50-100 м), преимущественно внутрилавовыми водотоками. А.А.Щетников [10] трактует эти озера как просадки лавового покрова. Особенности их морфологии и морфометрии свидетельствуют о том, что они также возникли в месте частичного разрушения лавового туннеля, для которого как раз типичны такие параметры.

Пример долины р. Жом-Болок показывает, что сток воды, может идти и по туннелям внутри лавового потока, и непосредственно под ним. Еще один пример подлавового стока - система мелких водопадов Храунфоссар на правобережье среднего течения р. Квита в Исландии. Здесь лава перегородила приустьевую часть притока этой реки, но водоток продолжает функционировать и впадает в Квиту в виде распластанного подлавового потока шириной около 1 км. Т.к. в данной ситуации его врезание по сравнению с главной рекой замедлено, то сейчас он представляет собой серию небольших водопадов. Возможность подлавового стока определяется структурой подстилающей поверхности, характером лавы, но, главное, особенностями питания реки, в первую очередь, существенной долей его подземной составляющей. Так, при наличии активного подземного питания в пределах лавовых полей может идти не только подлавовый сток, но и формироваться новые водотоки, причем даже в условиях засушливого климата. Образование в лавовом покрове трещин способствует локализации подлавовых грунтовых вод и формированию небольших долин-каньонов с активным течением. Это наблюдается даже в весьма засушливых условиях (при минимальном дождевом питании), как, например, в пределах упоминавшихся выше плейстоценовых вулканических полей провинции Мендоса.

Таким образом, наблюдения в различных вулканических регионах мира позволили выявить интересные, в отдельных случаях не описанные ранее особенности взаимодействия лавовых покровов и речных потоков. В частности, установлено, что в пределах некоторых потоков и покровов эффузивов наблюдается подлавовый и внутрилавовый сток, т.к. особенности внутреннего строения лав (наличие в них туннелей-лавоводов) и характер подстилающей поверхности могут позволить водотокам использовать сформировавшиеся как в лаве, так и под ней пустоты для своего дальнейшего функционирования. В результате, в некоторых случаях более молодой аллювий может залегать не над, а под более древними лавами, а также в их полостях. Следовательно, необходимо с осторожностью судить о возрасте лав и аллювия по их взаимному залеганию.

Литература

1. Лебедева Е.В. Перестройки речной сети. Геоморфология. 2012. № 3. С.21-32

2. Короткий А.М. Причины и механизмы перестроек речной сети и их влияние на геоморфологические процессы в Приморье // Геоморфология. 2010. № 2. С. 78–91.

3. Atkinson A., Griffin T.J., and Stephenson P.J. A major lava tube system from Undara volcano, North Queensland. Bulletin Volcanologique. 1975. T.XXXIX-2. P. 1-28.

4. Espanon V.R., Chivas A.R., Phillips D., Matchan E.L., and Dosseto A. Geochronological, morphometric and geochemical constraits on the Pampas Onduladas long basaltic flow (Payun Matru Volcanic Field, Mendoza, Argentina) // Journ. of Volcan. &Geotherm. Research. 2014. No.289. P. 114-129.

5. Belousov A., Belousova M., Edwards B., Volynets A., and Melnikov D. Overview of the precursors and dynamics of the 2012-13 basaltic fissure eruption of Tolbachik Volcano, Kamchatka, Russia // Journ. of Volcan. &Geotherm. Research. 2015. No. 307. P. 22-37.

6 .Johnson D. The geology of Australia. Second ed. Melbourne: Cambridge Univ.Press, 2009. 348 p.

7. Bernardi M.I., Bertotto G.W., Jalowitzki T.L.R., Orihashi Y., and Ponce A.D. Emplacement history and inflation evidence of a long basaltic lava flow located in Southern Payenia Volcanic Province, Argentina // Journ. of Volcan. &Geotherm. Research. 2015. No.293. P. 46-56.

8. Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Demonterova E.I., Arzhannikova A.V., and Orlova L.A. Jom-Bolok Holocene volcanic field in the East Sayan Mts., Siberia, Russia: structure, style of eruptions, magma compositions, and radiocarbon dating // Bull. of Volcanol. 2011. Vol. 73. P. 1279-1294.

9. Сковитина Т.М. Плотинные озера Саяно-Байкальской Становой горной области // Геоморфология. 2002. № 3. С. 79 – 88.

10. Щетников А.А. Озера Окинского плоскогорья // Геоморфология. 2002. № 3. С.88 - 95.

## К ВОПРОСУ О ГРЯДОВО-ЛОЖБИННЫХ И «ГРИВНЫХ» КОМПЛЕКСАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ЛЕВОБЕРЕЖЬЕ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ОБЬ)

*Левина Н.Б.*
ФГУНПП «Аэрогеология», Москва, Россия, *levinanb@yandex.ru*

## TO THE ISSUE OF RIDGE-HOLLOW AND CREST COMPLEXES OF WESTERN SIBERIA (LEFT BANK OF MIDDLE COURSE OF THE RIVER OB)

*Левина Н.Б.*
SSPE «Aerogeologia», Moscow, Russia, *levinanb@yandex.ru*

Грядово-ложбинные и «гривные» комплексы Западной Сибири изучались целым рядом исследователей. Наиболее интересным и сложным представляется вопрос о генезисе комплексов, представленных реликтовыми аккумулятивными формами рельефа, которые сложены песчаными отложениями и приурочены к приледниковым зонам. В бассейне среднего течения р. Обь древние эоловые

формы рельефа описаны Г.Ф. Лунгерсгаузеном в бассейне Конды – левого притока Оби [1]. В районах Пур-Аганского междуречья на зандровых полях правобережья Оби, примыкающих к краевым ледниковым образованиям, их изучали Н.А. Нагинский (1953) и А.А. Земцов (1959, 1962, 1976). По мнению А.А.Земцова [2], гривы наложены на формы рельефа иного генезиса, и только верхняя часть их несет следы эоловой переработки; в строении участвуют суглинки и включения гравия и гальки. Он считал, что гривы – возможно флювиального происхождения, и роль процессам размыва (межгривные понижения) отводил талым ледниковым водам.

Такие комплексы подробно и замечательно изучены М.Г. Гросвальдом во внеледниковой области Западно-Сибирской равнины, в южной и центральной ее части [3, 4]. Ссылаясь на В.И.Орлова (1959), он предположил, что гривным комплексам параллельны выявленные многочисленными исследованиями древние ложбины стока. М.Г. Гросвальд приводит космоснимок серии «Метеор», на котором четко дешифрируется общий вид ориентированных грядово-ложбинных и «гривных» комплексов. Поле этих комплексов он считает следами катастрофических прорывов подледной воды (под шельфовым ледником) Арктического океана с включениями прорывов ледниково-подпрудных озер.

На карте В.И. Орлова, что особенно интересно, показаны практически взаимосвязанные по расположению площади с гривным рельефом, древние ложбины стока и рельеф конечных морен, в частности, на левобережье Оби в бассейне Конды, южнее Ханты-Мансийска и на юге Среднеобской низменности на междуречье Оби – Демьянки. Автора этих тезисов интересуют именно такие «гривные» комплексы, которые на левобережье Оби представляют собой длинные узкие гряды, образующие поля взаимно параллельных форм, вытянутых в одном направлении – широтном, субширотном или местами с северо-востока на юго-запад. Такие элементы рельефа примыкают к крайнему рубежу тазовского оледенения, который зафиксирован, по материалам С.А. Архипова и др., на левобережье Оби по южному краю Кондо-Сосьвинского материка [5]. По характеру рельефа и в результате многократного изучения опорных разрезов Белогорского материка и низовьев Иртыша, восточнее этого рубежа граница тазовского оледенения предполагалась по северной границе Кондинской низменности с пересечением Оби ниже устья Иртыша. Далее южной границей распространения тазовского ледника считались Сибирские Увалы на правобережье Оби. Однако ряд исследователей предположительно выделяли тазовскую морену на левобережье в районе Самарово в устье Иртыша (халапантская морена), а так же возможно в районе поселка Семейка выше по течению Иртыша [6].

Но на том же левобережье Оби восточнее низовьев Иртыша о тазовских ледниковых отложениях и рельефе практически нет сведений. В данной работе автор возвращается к попытке, сделанной ранее [7], - найти следы тазовского оледенения в бассейне Бол. Югана. Сибирские Увалы предполагаются конечным рубежом сартанского оледенения – вслед за И.А. Волковым и в результате работ ФГУНПП "Аэрогеологии" на севере Западной Сибири. В Среднеобской

впадине, заливаемой в позднем неоплестоцене водами Мансийского озера, примыкающего с юга к Сибирским Увалам, затруднительно фиксировать элементы более древнего рельефа [7-11].

В результате использования материалов геоэкологических исследований, аэрокосмического мониторинга и ландшафтного районирования, анализа топографических карт и космических снимков на междуречье Бол. Салыма, Бол. и Мал. Югана левобережья Оби (Тобольский материк) нами прослежен холмисто-грядовый рельеф, который мы считаем тазовским гляциокомплексом [7, 12]. С дистальной стороны от краевых ледниковых образований местами наблюдаются чередующиеся системы параллельных ложбин, занятых болотами, и мелких гряд, встречающиеся на значительных площадях также и в Кондинской впадине.

Участок левобережья Конды (Кондинская низменность) изучен по топокартам масштабов 1:500 000 с использованием 1:200 000 и космоснимка Landsat. Здесь, в верховьях р.р. Кедровая и Тыним и в бассейне р. Мордъеган (левые притоки Конды) протягиваются в субширотном направлении серии узких, местами извилистых песчаных гряд (или грив) длиной 1,5-5 км, шириной около 500 м, оконтуренных изогипсой 50 м. Ложбины между ними заняты вытянутыми вдоль гряд озерами, большей частью заболочены. На космоснимке масштаба 1:500 000 (листы О-42 и Р-42) гряды отчетливо дешифрируются по фототону и рисунку фотоизображения. В этой области флювиогляциальной равнины [5]определено положение границы тазовского оледенения по фрагментам холмистого ледникового рельефа на абсолютных высотах 70-100 м, хотя они слабо выражены и практически не изучены. На самом участке, расположенном на пониженных абсолютных отметках (48-55м), поля грядово-ложбинного или «гривного» рельефа отмечены по обе стороны от предполагаемой границы оледенения.

Возможно, гряды - это маргинальные озы, позднее (частично?) преобразованные в эоловые гривы, что требует дальнейшего изучения, в том числе и для определения положения границы тазовского оледенения.

Не исключено, что расположение комплексов с дистальной стороны от границы оледенения или местами в проксимальной части ледникового края маркирует конечное продвижение ледника или его верхних слоев, почти не содержащих обломков. Возможно также, что параллельно-грядовый рельеф отражает рубежи стабилизации ледникового края деградирующего ледника.

Предполагаемые участки ложбинно-грядовых и «гривных» комплексов в приграничной зоне тазовского оледенения и приледникового бассейна совпадают с линеаментными зонами соответствующих направлений, которые связаны с новейшими тектоническими нарушениями, влияющими на движение ледников.

Все перечисленные гипотезы не только не исключают, но вполне соответствуют выводам М.Г. Гросвальда. Он предполагал, что грядово-ложбинные комплексы образуют уникальную Транссибирскую систему, которая протягива-

ется от границ оледенения севера Сибири до Азовского моря. В эти комплексы, по его мнению, входят в качестве звеньев и песчаные гряды, и древние ложбины, и гривы, т.е. они должны принадлежать к единой генетической группе.

Необходимо отметить, что в бассейне широтного отрезка р. Обь, в районах, так называемых, Белогорского и Тобольского материков вообще дискуссионным является положение границ тазовского и сартанского оледенений. М.Г.Гросвальд, например, ранее предполагаемую границу распространения тазовского ледника, в том числе и на левобережье Оби, признавал сартанской вслед за И.А. Волковым и В.А.Казачуком [8], которые фиксировали конечные сартанские морены только на Сибирских Увалах, но не западнее, где ряд исследователей все же предполагали их в районах Белогорского материка.

Внимание к изучению генезиса ложбинно-грядового и «гривного» рельефа и его приуроченности к ледниковым комплексам представляется весьма важным для уточнения геоморфологии и стратиграфии Западной Сибири.

Литература

1. Лунгерсгаузен Г.Ф. Некоторые итоги андрогеологических исследований в Западной Сибири (очерк новейших тектонических движений). Советская геология. М., Госгеолтехистад, 1955. Сб. 45. С. 52-76.

2. Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. Северная и центральная части. Томск. Изд-во Томского ун-та. 1976. 342с.

3. Гросвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М., «Научный мир». 1999. 113с.

4. Гросвальд М.Г. Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания // Материалы гляциологических исследований. М., Наука. 2009. С. 38-68, 129-141.

5. Проблемы экзогенного рельефообразования. М., Наука. 1976. Кн. 1. С. 1-39.

6. Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей северного полушария. Новосибирск. Наука. Сиб. отд. 1981. С. 47-78.

7. Левина Н.Б., Тюрин В.Н., Костюк Д.Н. Геолого-геоморфологическая основа ландшафтов области среднечетвертичных ледниковых покровов в бассейне Бол. Югана и Бол. Салыма (Обь-Иртышское междуречье) // Фундаментальные проблемы квартера. Ростов-на-Дону. Изд-во ЮНЦ РАН. 2013. С. 365-367.

8. Волков И.А., Казачук В.А. Краевые образования древнего ледника в центральной части Сибирских Увалов // Краевые образования материковых оледенений (тезисы докладов VIII Всесоюзного совещания). Наука и техника. Минск. 1990. С. 27-28.

9. Волков И.А. Пределы распространения сартанского ледника в Западной Сибири. Геология и геофизика, 1997. №6. С. 1049-1054.

10. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). М. 2012. С. 167-168.

11. Левина Н.Б, Сорокина Е.П., Тюрин В.Н. Взаимосвязь структуры таежных ландшафтов, рельефа, границ оледенений и элементов новейшей и современной тектонической активности в бассейне широтного отрезка р. Обь (Западная Сибирь) // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность. Мат-лы Всероссийской конференции «VII Щукинские чтения». М., Изд-во МГУ. 2015.

12. Левина Н.Б. К вопросу о позднем средненеоплейстоценовом (московском, тазовском) оледенении // Геология и полезные ископаемые четвертичных отложений: материалы VIII Университетских чтений. Минск. 2014. С. 14-16.

## ДВИЖЕНИЕ ВОДЫ ВНУТРИ ЛЕДНИКОВ

*Мавлюдов Б.Р.*
Институт географии РАН, Москва, bulatrm@bk.ru

## WATER MOVEMENT INSIDE GLACIERS

*Mavlyudov B.R.*
Institute of geography RAS, Moscow, bulatrm@bk.ru

Вода движется по поверхности ледников, образуясь в процессе таяния снега и льда, выпадения жидких осадков и поступления воды с территорий вне ледников. Вода может двигаться как по поверхности ледников, так и проникать внутрь их. Вода на ледники оказывает троякое воздействие: она способствует формированию поверхностного и внутреннего рельефа в ледниковом льду, воздействует на подстилающие ледник отложения и горные породы, а также оказывает влияние на динамику самого ледника.

В настоящее время вопросы гидрологии ледников довольно хорошо разработаны, опубликовано огромное число статей и монографий, в которых обсуждается и моделируется движение воды внутри ледников и ледниковых щитов и под ними [1, 2]. Все исследователи согласны, что талая вода, двигаясь по поверхности ледников и ледниковых щитов, поглощается трещинами и ледниковыми колодцами, через которые проникает на ложе ледников и ледниковых щитов, а далее вода движется по ложу. Попадание воды на ложе и смачивание его уменьшает трение между льдом и горной породой, что способствует ускорению движения ледников (весенние события) [1]. В течение сезона абляции пути движения воды под ледником расширяются в каналы, и ранее неэффективная система дренажа становится эффективной. Всех устраивает эта схема, хотя она и противоречит здравому смыслу, а модели не могут предсказать ничего реального. Почему это происходит? Дело в том, что гляциологи почти не исследуют каналов движения воды непосредственно (за очень малым исключением), а пытаются при помощи всяких технических ухищрений изучать их с поверхности ледников. Это то же самое, как изучение карстовых пещер с поверхности карстовых массивов. Все, кто изучал карстовые пещеры, знают какова достоверность информации о пещерах, полученная с поверхности карстовых массивов. Иными словами, с поверхности карстовых массивов изучать карстовые пещеры невозможно. То же самое относиться и к пещерам (каналам) в толще ледников и

ледниковых щитов. Но вот гляциологов почему-то такое отсутствие реальной информации о строении каналов внутри ледников вполне устраивает.

Почему мы говорим, что существующая схема движения воды в ледниках не соответствует действительности? Потому что непосредственное изучение ледниковых пещер и анализ существующей литературы говорит нам об этом. Первое, что не соответствует действительности – это проникновение воды к ложу ледника. Наши исследования ледниковых пещер в разных регионах показали, что вода к ложу ледника проникает очень редко [3]. Работы по отбору воды ледников для энергетических целей показали, что даже на горных ледниках вода на ложе часто отсутствует [4]. Это касается как переуглублений ложа, так и полостей, расположенных за выступами скальных пород, которые так любят модельеры и теоретики гляциологии заполнять водой. Особенно странными кажутся утверждения, что вода может проникать с поверхности до ложа ледниковых щитов. В частности, для Гренландии предполагается, что вода проникает до ложа через лед толщиной около 1000 м, имеющий температуру -29°С [5]. Никого не смущает тот факт, что это физически невозможно, так как вода может проникать в лед, если его температура не ниже -8°С [6]. Наши исследования показали примерно ту же величину температурного порога проникновения воды в лед [3]. Некоторые исследователи, чтобы объяснить проникновение воды на ложе ледникового щита, начинают говорить о создании путей движения воды посредством гидротрещин (естественный гидроразрыв пласта), питаемых водами поверхностных озер. В холодных ледниках это полностью невозможно. Мало того, некоторые исследователи не понимают разницу между трещиной и ледниковым колодцем, полагая, что ледниковый колодец может возникнуть по трещине всего за несколько часов [5]. Если во многих случаях вода не может проникать до ложа ледников, но в тоже время она при этом поглощается в лед, то, как же она перемещается внутри ледников? От понимания того, как вода движется внутри ледников и ледниковых щитов зависит все наши представления о том рельефе, который нам оставляют ледники после своей деградации. Постараемся ответить на этот вопрос.

Сначала обратимся к понятию внутренняя дренажная система ледника. Она включает в себя все пути активного движения воды внутри ледника и подо льдом (если таковые имеются), а также все скопления воды во льду и под ледником, поскольку из-за активности ледника они могут быть в какой-то момент включены в систему активного внутреннего дренажа ледника. В настоящее время известно, как формируются отдельные элементы таких дренажных систем. Например, известно, что ледниковые колодцы могут формироваться по трещинам [7] или по захороненным ледяным каньонам [8]. В первом случае глубина колодца соответствует глубине материнской трещины, а во втором – глубине ледяного каньона. Пещерные галереи формируются по трещинам или ледяным каньонам, образованным врезанием русел с поверхности льда с последующим замыканием каньонов с последующим замыканием каньонов и врезанием русел в толщу льда. И при формировании по трещинам (вертикальным

или наклонным) каналы продолжают врезаться в лед в своей нижней части и замыкаться в верхней. Похоже, что и пещеры на языках ледников формируются по трещинам. Известно, что каскады колодцев возникают либо по наклонным трещинам, либо по краям одиночных ледниковых трещин, если вода затекает с их торца. При этом, чем круче первичная трещина, тем больше высота уступов на каскадах. Вода может двигаться в трубообразном канале во льду (при полном заполнении водой – каналы Ротлисбергера или R-каналы [9], при частичном – каналы Хука или H-каналы [10]) или врезаться в отложения под ледником (каналы Ная или N-каналы [11]). Однако, зная как формируются элементы системы внутреннего дренажа, мы совершенно не представляем, как формируется вся дренажная система в целом. Особенно наглядно это проявляется в дренажных системах на краях ледниковых щитов, где протяженность внутренних дренажных систем исчисляется десятками километров.

Исследуя ледниковые пещеры на архипелаге Шпицберген, мы обратили внимание на то, что пещеры на языках ледников не являются чисто подледными, а представляют собой перемежающиеся внутриледные и подледные участки. Это означает, что даже если каналы внутренней дренажной системы располагаются под ледником, то они касаются грунта только на возвышенностях ложа [8]. Формироваться такие каналы могут только по субгоризонтальным трещинам или плоскостям скольжения. В обоих случаях получается, что между возвышенностями ложа (в переуглублениях ложа) находится мертвый лед, по верхней поверхности которого и движется ледник. Сразу же возникает такой вопрос: как же тогда сформировались эти переуглубления ложа, если лед в них не движется? Можно предположить, что переуглубления сформировались на ложе в момент наступания ледника, когда он как бульдозер выгребал перед собой все отложения, накопившиеся на ложе в результате выветривания. Если это так, то законсервированные мертвым льдом в переуглублениях ложа растения могли переживать эпоху оледенения.

Ранее мы говорили, что вода на ложе не попадает, как же в таком случае возникают пещеры на языках ледников? Оказалось, что вода может проникать по трещинам в лед на значительную глубину. В теплых ледниках эта глубина ограничивается 100-150 м. В этом случае вода движется по плоскости скольжения у ложа ледника, сглаживающей его неровности.

А что будет происходить в ледниковых щитах? Исследователи Антарктиды выяснили, что примерно на глубинах 100 и 200 м от поверхности имеются плоскости скольжения, по которым движется внешняя часть (как бы «корка») снега и льда [12]. При этом оказалось, что эти плоскости скольжения внутри ледяной толщи протягиваются на расстояние более 1400 км, не меняя глубины, а движение льда в верхней части ледяной толщи может не совпадать с направлением движения льда под ним. Происхождение этих плоскостей скольжения не совсем понятно, но предполагается, что они могут быть связаны с особенностями снегонакопления. Таким образом, мы видим, что внутри верхней части ледяной толщи на ледниковом щите Антарктиды имеются плоскости скольже-

ния на относительно небольшой глубине. Понятно, что если трещина с поверхности достигнет такой плоскости скольжения, то вода, попадающая в трещину, также попадет на плоскость скольжения, и будет растекаться по ней. Надо сказать, что в холодном льду при активном движении ледников могут возникать трещины глубиной до 100-200 м. Примером могут быть ледниковые колодцы, которые имеются на окраинах Гренландского ледникового щита. Их глубина ограничивается как раз 100-200 м. Более глубоких ледниковых колодцев в Гренландии не известно.

На первом этапе попадания воды в ледниковую трещину, которая достигает плоскости скольжения, происходит относительно равномерное распределение воды в виде пленки по плоскости скольжения. Поскольку это происходит не в одной, а в группе трещин, то это приводит к активизации движения льда. Это и есть весенняя активизация движения льда на краю ледникового щита, а также начало формирования неэффективной системы внутреннего дренажа. По прошествии времени любой пленочный поток в трещине начинает канализироваться [13]. А во льду, где происходит обтаивание неровностей на пути движения воды, канализация водных потоков происходит наиболее успешно. В результате, сначала формируются небольшие канальцы, которые начинают расти, перехватывать воду у других канальцев, формируя полноценные внутриледные каналы уплощенной формы, которые создают сначала рассредоточенную, а потом и древовидную систему внутриледных дренажных каналов. Поскольку плоскости скольжения в ледниковых щитах имеют большую протяженность, то движение воды по плоскостям скольжения может объяснить формирование дренажных систем любой длины. С наступлением зимы и прекращением подачи воды на плоскости скольжения подобные внутренние дренажные системы перестают существовать, поскольку образовавшиеся летом каналы смыкаются под действием пластической деформации льда. С наступлением весны все повторяется и система дренажа по плоскости скольжения возрождается. Но поскольку движение льда по плоскости скольжения не прекращается и зимой, то за счет трения льда по льду здесь сохраняются температуры, более высокие, чем в окружающем льду. Это способствует более простому ежегодному возрождению систем внутреннего дренажа. При этом возникшие по трещинам в течение периода абляции ледниковые колодцы не замыкаются и могут служить проводником воды к плоскостям скольжения даже после смыкания ледниковых трещин в зонах сжатия.

Когда плоскость скольжения достигнет ложа ледникового щита или ледника, то она станет касаться ложа, если оно ровное, или будет иметь сглаженную форму, касаясь ложа только на его выступах. Соответственно, именно с момента касания плоскости скольжения ледникового ложа и начинается активная донная экзарация, которая преимущественно происходит на выступах ложа. Это означает, что экзарация преимущественно происходит в периферических частях ледниковых щитов. Формирование таких линейных объектов, как озы, происхо-

дит при деградации оледенения, когда они доращиваются в длину под отступающим краем ледникового щита.

Плоскости скольжения в политермальных горных ледниках располагаются вблизи границы холодного и теплого льда. Плоскости скольжения в теплых ледниках ограничены глубиной 100-150 м от поверхности.

Предложенный механизм формирование систем внутреннего дренажа по трещинам и плоскостям скольжения позволяет по-новому взглянуть на процессы, происходящие внутри ледников и под ними.

Литература

1. Benn D.I., Evans D.J.A. Glaciers and glaciation. 2nd ed. 2010. London: Hodder Education. 802 p.

2. Irvine-Fynn T.D.L., Hodson A.J., Moorman B.J., Vatne G., Hubbard A.L. Polythermal glacier hydrology: a review // Rev. Geophys. 2011. 49, RG4002, doi:10.1029/2010RG000350.

3. Мавлюдов Б.Р. Внутренние дренажные системы ледников. 2006. М.: Институт географии РАН. 396 с.

4. Hantz D., Lliboutry L. Waterways, ice permeability at depth, and water pressures at Glacier d'Argentie`re, French Alps // *Journal of Glaciology*. 1983. 29(102). P. 227–239.

5. Das S.B., Joughin I., Behn M.D., Howat I.M., King M.A., Lizarralde D., Bhatia M.P. Fracture propagation to the base of the Greenland ice sheet during supraglacial lake drainage // Science. 2008. 320(778). P. 778-781.

6. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. 1955. М.: Из-во АН СССР. 492 с.

7. Патерсон У.С.Б. Физика ледников. 1984. М.: Мир. 472 с.

8. Mavlyudov B.R. Internal drainage of glaciers and its origin. Editors: Land L., Kern Z., Maggi V., Turri S. *Proceedings of the Sixth International Workshop on Ice Caves*, August 17-22, Idaho Falls, Idaho, USA: NCKRI Symposium 4. Carlsbad (NM): National Cave and Karst Research Institute. 2014. P. 50-58.

9. Röthlisberger H. Water pressure in intra- and subglacial channels // Journal of Glaciology. 1972. 11 (62). P. 177-203.

10. Hooke R.Le.B. On the role of mechanical energy in maintaining subglacial water conduits at atmospheric pressure // Journal of Glaciology. 1984. 30(105). P. 180-187.

11. Nye J.F. Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels and veins // Journal of Glaciology. 1976. 17 (76). P. 181-207.

12. Марков А.Н. Отличие динамики поверхности ледникового покрова Восточной Антарктиды в интервале глубин 0–200 м от динамики нижележащей толщи льда // Материалы гляциологических исследований. 2007. Вып. 102. С. 12-22.

13. Чернышев С.Н. Трещины в горных породах. М.: Наука, 1983, 240 с.

# СТРОЕНИЕ ВАЛА ОЗЕРА СМЕРДЯЧЬЕГО (МОСКОВСКАЯ ОБЛАСТЬ) – ПРЕДПОЛАГАЕМОГО МЕТЕОРИТНОГО КРАТЕРА

*Маккавеев А.Н., Бронгулеев В. Вад., Караваев В.А.*
Институт географии РАН, Москва, Россия, aleksander-mackaveeff@yandex.ru, bronguleev@gmail.com, vadkaravaev@rambler.ru

# STRUCTURE OF THE ROLL SURROUNDING ASSUMED METEOR CRATER SMERDYACH'E LAKE (MOSCOW REGION)

*Makkaveyev A.N., Bronguleyev V.Vad., Karavayev V.A.*
Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, aleksander-mackaveeff@yandex.ru, bronguleev@gmail.com, vadkaravaev@rambler.ru

В центральной части Восточно-Европейской равнины к настоящему времени выявлено более 30 обвалованных ("астроблемовидных") котловин [1]. Выявить их удалось не все, поскольку трудно обнаружить небольшие, находящиеся в лесу котловины. Валы, окружающие их, чаще всего не превышают первые метры, почти не заметны на аэро- и космоснимках и не отображаются даже на крупномасштабных топографических картах. В ряде случаев валы могли быть нивелированы экзогенными процессами.

Сейчас выяснено, что астроблемовидные котловины Московского региона имеют, несмотря на внешний во многом схожий облик, различный генезис. Многие из них, если не большинство, представляют собой следы древних пинго (гидролакколитов), образовавшихся в ледниковые эпохи, верхнего плейстоцена, когда на Русской равнине, не покрытой непосредственно ледниками, господствовали перигляциальные условия, существовала вечная мерзлота, необходимая для их образования. Примером может служить оз. Красное Раменского района Московской области [2]. Его вал сложен солифлюкционными отложениями, сползшими с ледяного холма по мере его таяния. Такие котловины, образовавшиеся на месте древних гидролакколитов, давно обнаружены в ряде европейских стран и в Северной Америке [3 и др.].

Более редки астроблемовидные котловины, происхождение которых связано с особенностями развития озер, существовавших в периферической части среднеплейстоценового (московского) ледникового покрова (оз. Светлое [4]), или эворзионной деятельности талых вод этого ледника — предположительно оз. Данилище и ряд других в Мещерской низменности.

Н.А. Филин выдвинул гипотезу, что котловина одно из этих озер - Смердячье на востоке Московской области представляет собой довольно свежий метеоритный кратер [5]. Исследованиями Лаборатории Метеоритики ГЕОХИРАН эта версия подтверждается, хотя обломки самого метеорита пока не обнаружены [6].

Решающим аргументом в пользу метеоритного происхождения котловины

служат находки самого метеорита или метеоритного вещества - импактитов. Однако обнаружить метеорит достаточно сложно. Металлический метеорит, или его осколки, можно найти даже металлоискателем, но, в случае залегания на большой глубине, надо проводить дорогостоящее бурение. Еще больше усложняются поиски каменных метеоритов - делать это надо "вслепую", т.к. неизвестно, где и на какой глубине их искать. Довольно перспективны поиски импактитного вещества. Но и здесь имеются трудности. Микрочастицы этого вещества выпадают из космоса на Землю повсеместно, образуя так называемый фон, да и похожие частицы нередко имеют земное, техногенное происхождение, например, присутствуют в выбросах металлургических и химических предприятий, или восходящих флюидах [7].

При определении генезиса астроблемовидных котловин довольно информативны данные о морфологии и строении окружающих их валов. Необходимо подчеркнуть, что речь в настоящем сообщении идет о метеоритных кратерах, сформировавшихся в рыхлых осадочных породах. Для прочных пород критерии, бесспорно, будут иными.

Для внутреннего строения валов, окружающих метеоритные кратеры в рыхлых породах характерны: смятия слагающих вал пород, "перевернутость" их верхних слоев, присутствие в отложениях вала пород, разлетевшихся из котловины при ударе метеорита и некоторые другие. В строении валов котловин иного, не метеоритного происхождения обломочный материал подстилающих коренных пород встречается гораздо реже, и в его составе почти нет остроугольных осколков, а решительно преобладают валуны и галька различной степени окатанности, принесенные водными потоками или древними ледниками.

Хорошо известны и морфологические признаки, свойственные метеоритным кратерам: близкие к кругу очертания котловины в плане, воронкообразная форма котловины, присутствие вала, окружающего эту котловину или хотя бы его части.

Конечно, и по этим признакам, бесспорно, судить о генезисе котловины нельзя, особенно, если их брать не в комплексе, а поодиночке. Так округлые очертания котловины свойственны карстовым и термокарстовым озерам, а также вулканическим кратерам. Термокарстовые озера и кратеры окружены валами, а у карстовых озер их нет. Небольшие котловины могут быть воронками, образовавшимися при взрыве бомб, снарядов, складов боеприпасов и т.п. Детали морфологического строения валов котловин также зависят от генезиса последних.

Надо отметить, что схема вала на "обобщенном виде" астроблемовидной котловины [1] более всего похожа на реальные схемы котловин возникших на месте древних пинго, напр. озера Красного [2], что отражает преобладание озерных котловин данной категории среди обвалованных котловин Московского региона (рис.1, 2).

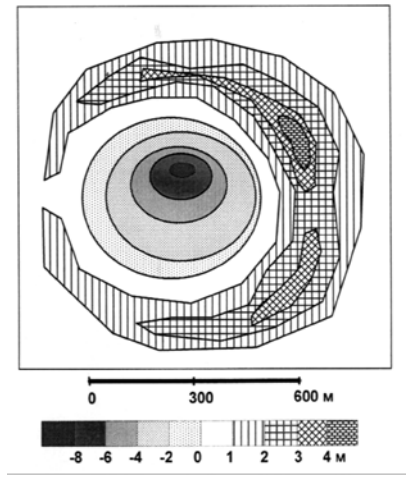



Рис. 1. Обобщенный вид астроблемовидной котловины (по [1])

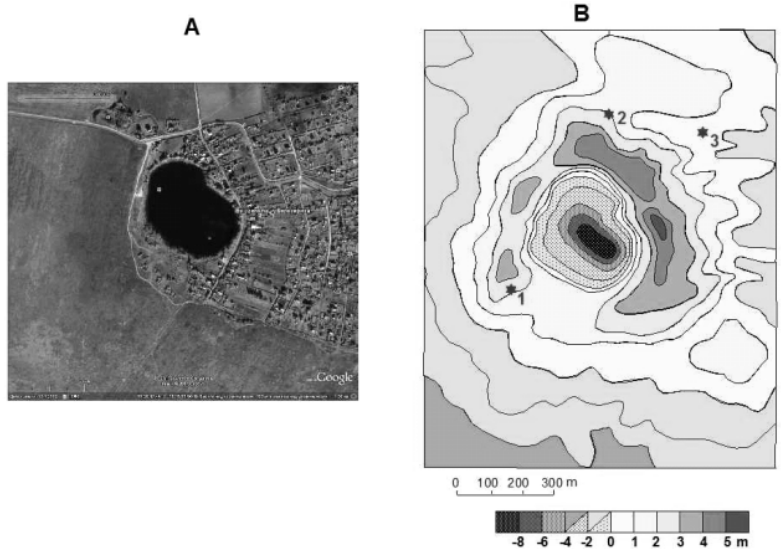



Рис. 2. Озеро Красное: А – космический снимок, В – топографическая схема. Высоты в метрах (по [2])

В обоих случаях самая низкая часть вала, где он может даже отсутствовать, это западная. Самая высокая (до 3 - 4 м и более) – восточная, что, видимо, вызвано различиями в солнечной инсоляции склонов пинго при его деградации. В тоже время у предполагаемого метеоритного кратера, занятого оз. Смердячье, вал сплошным кольцом окружает котловину, не считая узкого участка, прорезающего одну из высоких частей вала на его северной стороне и занятого исто-

ками ручья Смолка (рис. 3). В нашей работе [8] мы предполагаем, что этот участок ручья имеет искусственное происхождение - был прокопан. Обычно озера в метеоритных кратерах бессточные и не имеют притоков, что хорошо видно на примере кратера Каали в Северной Эстонии, происхождение которого в результате взрыва метеорита не ставится под сомнение [9 и др.].

Рис. 3. Озеро Смердячье. Космический снимок и типографическая схема вала. Высоты в метрах

Оз. Смердячье имеет округлую форму, при диаметре водного зеркала 240х260 м, и окружено валом, местами достигающим 5 – 6 м над озером. Диаметр вала 400 м. Над окружающей равниной вал возвышается всего на 1-2 м. Максимальная глубина воронкообразной котловины озера 30 – 31 м.

О том, что котловина озера достигает залегающих на глубинах не менее 25 м пород каменноугольного возраста можно судить по частым находкам в верхних горизонтах отложений, слагающих вал, обломочного материала, в составе которого преобладают остроугольные осколки метаморфизованных пород, не окатанные обломки белого ракушечника, доломита и других пород.

На склонах вала этот материал особенно обилен и залегает в приповерхностных горизонтах. На гребне вала обломочный материал более редок. За пределами вала каменный материал, кроме редких окатанных гальки и гравия, отсутствует. Данные о строении отложений, слагающих вал и его ближайшие окрестности, свидетельствуют о том, что падение метеорита произошло в конце эпохи LGM, или вскоре после нее (20 до 10 тыс. л.н.) [7].

Литература

1. Бронгулеев В. Вад., Маккавеев А.Н., Макаренко А.Г. Каталог астроблемовидных котловин Московского региона и некоторые результаты его анализа // Геоморфология. 2012. № 3. С. 61 - 73.

2. Бронгулеев В. Вад., Маккавеев А.Н., Караваев В.А., Котловина и вал озера Красного в Московской области - следы древнего пинго // Геоморфология. № 1. 2014. С. 66 - 75.

3. Pissart A. Pingos, Pleistocene // The Encyclopedia of Geomorphology. V. III. New York, Amsterdam, London: Reinhold Book Corporation, 1968, p. 847 – 849.

4. Маккавеев А.Н. Механизм образования некоторых астроблемовидных озер на примере озера Светлое (Московская область) // Геоморфология. № 3. 2011. С. 61 - 73.

5. http://www.geokhi.ru/~meteorit/smerdyachee.html

6. Енгалычев С.Ю. Метеоритный кратер на востоке Московской области // Вестн. СПбГУ, Сер. 7. 2009. Вып. 2. С. 3 -11.

7. Сунгатуллин Р.Х., Цельмович В.А., Вафин Р.А., Сунгатуллина Г.М. Геоморфологические и геолого-минералогические признаки импактного происхождения озерной котловины Рабига Куль, Республика Татарстан // Геоморфология. № 1. 2016. С. 64 - 72.

8. Маккавеев А.Н., Бронгулеев В.Вад., Амелин И.И., Караваев В.А. Геоморфология района озера Смердячье и строение окружающего его вала // Геоморфология. 2016. № 2. С. 85 – 95.

9. Моора Т.Х., Раукас А.В. Новые данные о строении и возрасте каалиских метеоритных кратеров (о-в Саарема, Эстония) // Геоморфология. № 3. 2012. С. 93 – 10.

## СКЛОНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ТЕРРИТОРИИ ОКИНСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

*Масютина Ю.А.*
Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия,
Ellada308@mail.ru

## SLOPE PROCESSES IN THE TERRITORY OF THE OKA HIGHLAND (THE EASTERN SAYAN)

*Masyutina Yu. A.*
V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia, Ellada308@mail.ru

Окинское плоскогорье, расположенное на юго-востоке Восточного Саяна, характеризуется выровненным слабоволнистым рельефом, и в целом является остатком древней денудационной поверхности, испытавшей поднятие. Абсолютные отметки высот занимают интервал 1700-2400 м. Со всех сторон плоскогорье окружено альпинотипными горными хребтами и массивами. При этом морфологический облик западной и восточной частей плоскогорья имеет значительные различия. В западной части плоскогорья по левобережью р. Оки и ее притокам поверхность выравнивания бронирована покровами базальтовых лав неогенового возраста. В то время как более высокая восточная часть плоского-

рья сохранила останцы денудационной поверхности, которые были подняты на значительную высоту [1].

При изучении современного экзогенного рельефообразования на плоскогорье невозможно обойти вниманием склоновые процессы, имеющие на данной территории повсеместное распространение.

Из всего многообразия склоновых процессов наиболее широкое развитие на плоскогорье имеют процессы массового перемещения материала, а также гравитационные процессы.

Развитие гравитационных процессов в большинстве случаев приурочено к долинам рек. Наиболее характерны гравитационные склоны для левых притоков Оки – Диби, Тиссы, Сайлага, Жом-Болока, а также непосредственно самой Оки на участке в пределах Окинской котловины. Здесь реки глубоко врезаются в поверхность базальтовых плато и имеют профиль каньонов и теснин. В нижних частях склонов таких долин формируются многочисленные осыпи, зафиксированы единичные обвалы (р. Сайлаг в нижнем течении).

На крайнем северо-западе плоскогорья расположена Окинская котловина (с отметками высот 1300-1400 м), которую ограничивает хребет Кропоткина. Амплитуда высот здесь наибольшая для всего плоскогорья. В результате интенсивно происходят гравитационно-склоновые процессы. Склоны хребтов ограничивающих котловину изрезаны ложбинами камнепадов, селевыми бороздами, лавинными лотками [2], происходит формирование склонов обвально-осыпного происхождения.

В юго-восточной части плоскогорья на склонах окружающих гор зафиксированы селевые прочесы. По склонам долин зафиксированы осыпи. В целом данный участок характеризуется широким развитием гравитационно-склоновых процессов.

Долина р. Нур-Холой полностью заполнена обвально-осыпным материалом, сформированы обвальные и осыпные склоны. Активно протекают гравитационно-склоновые процессы, которые приобретают здесь ведущее значение. Скала Жабылхай, расположенная на правом берегу р. Оки также характеризуется наиболее активными гравитационными процессами рельефообразования. На крутых обрывистых склонах происходят активные обвально-осыпные процессы.

На склонах долин часто формируются микрооползни – сплывы, для которых характерно смещение задернованной части грунта. Наибольшее развитие имеют на склонах долин с уклоном выше $15^0$. Характерны для рек Сусер (приток Иркута), Сорок, Ока.

Широкое распространение склонов массового смещения материала обусловлено наличием многолетнемерзлых горных пород. Величина сезонно-талого слоя на плоскогорья зависит от экспозиции склонов и достигает 1,5 м, но часто не превышает и метра. В условиях близкого залегания мерзлых пород и попеременного их промерзания и оттаивания развиваются процессы солифлюкции, дефлюкции и десерпции.

Процессы солифлюкции и дефлюкции развиваются на переувлажненных склонах с близким залеганием многолетнемерзлых пород. Солифлюкция может развиваться на задернованных склонах как на пологих 3-5$^0$ так и на склонах с имеющих достаточно большую крутизну (10-15$^0$). Еще одним необходимым условием для возникновения солифлюкции является переувлажненность грунтов и отсутствие древесной и крупной кустарниковой растительности, закрепляющей корнями породы сезонно-талого слоя.

В некоторых случаях благодаря солифлюкции формируются характерные формы криогенного рельефа солифлюкционные террасы. Современная солифлюкция имеет на плоскогорье ограниченное распространение, что связано с литологическим составом пород. На левобережье Оки, в зоне распространения ультраосновных пород, где в продуктах выветривания, в грунтах преобладают мелкодисперсные отложения, солифлюкция имеет более широкое распространение. В зонах развития гранитных интрузий на востоке плоскогорья, солифлюкция практически не имеет распространения[3].

Солифлюкция без формирования террас развивается в высокогорном поясе плоскогорья на склонах незначительной крутизны (3-40) в долинах верховьев Гаргана и Улзыты. На более крутых (10-150) склонах Ильчиро-Китойской котловины зафиксированы гирлянды солифлюкционных террас.

Наиболее широкое развитие из криогенно-склоновых процессов на плоскогорье приобрела десерпция. С данным процессом связано образование курумов. Курумы покрывают значительные площади, формируя характерный облик склонов Окинского плоскогорья.

Таким образом, на территории Окинского плоскогорья гравитационные процессы развиты практически повсеместно по долинам рек, склонам гольцов и окружающих плоскогорье гор. Несмотря на то, что гравитационно-склоновые процессы развиваются на плоскогорье практически повсеместно, мест, где они принимают характер ведущих немного. В связи с повсеместным развитием многолетней мерзлоты очень широкое распространение имеют склоновые процессы массового перемещения материала, особенно широким развитием, характерным для данной территории, отличаются курумовые склоны.

Литература

1. Уфимцев Г.Ф. Окинское плоскогорье как особый элемент орографии Восточной Сибири / Г.Ф. Уфимцев, А.А. Щетников, И.А. Филинов // Геоморфология. 2007. №4. С. 96-103

2. Геоморфологическая карта Бурятии / под ред. Д.-Д.Б. Базарова, И.Н. Резанова. М 1:500 000. – Улан-Удэ: Геологический институт Бурятского филиала СО АН СССР. 1985

3. Выркин В.Б. Криогенные и криогенно-склоновые процессы рельефообразования Окинского плоскогорья (Восточный Саян) / В.Б. Выркин // Ресурсы и риски регионов с мерзлотой: Материалы сессии Всемирного снежного форума. Иркутск: Изд-во Ин-та географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2014. С. 8-10.

# ВЛИЯНИЕ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ НА ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОТОКИ В ДОЛИНАХ РЕК ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

*Махинов А.Н.*, Махинова А.Ф.*, Liu Shuguang***
*Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск, Россия, amakhinov@mail.ru,
** Университет Тунцзи, Шанхай, Китай, liusgliu@tongji.edu.cn

# INFLUENCE OF CHANNEL PROCESSES ON GEOCHEMICAL FLOWS IN THE EAST ASIA RIVER VALLEYS

*Makhinov A.N.*, Makhinova A.F.*, Liu Shuguang***
*Institute of Water and Ecology Problems FEB RAS, Khabarovsk, Russia, amakhinov@mail.ru
**Tongji University, Shanghai, China, liusgliu@tongji.edu.cn

Крупнейшие реки Восточной Азии (Амур, Янцзы, Ляохэ, Сунгари и др.) относятся к дальневосточному типу внутригодового распределения стока воды и имеют близкие характеристики по многим параметрам. Ярко выраженная многолетняя изменчивость стока воды и наносов, резкие сезонные колебания уровней воды, высокие (катастрофические) паводки, многорукавность русел и крайне низкие меженные уровни контролируют высокую интенсивность русловых деформаций и геохимические потоков в долинах. Природные особенности водосборной площади рек обусловливают высокую мутность воды и перенос больших объемов наносов, особенно во время катастрофических наводнений.

Однако, несмотря на достигнутые успехи в изучении процессов формирования пойм, многие вопросы, связанные с механизмами аккумуляции наносов и перераспределения химических элементов в поймах рек Восточной Азии исследованы слабо [1].

Изучение строения и состава отложений пойм проводилось на Среднем и Нижнем Амуре в период 2013-2015 гг. и в нижнем течении Янцзы в 2012-2013 гг. Экспедиционные исследования последствий катастрофических наводнений позволили получить новые результаты о влиянии паводков на сток наносов и перераспределение элементов в почвенном пространстве пойм.

Химический состав речных наносов (наилков) определялся методами спектрального анализа с использованием ICP OES. Особое внимание уделялось анализу распространения в почвенном пространстве поймы сидерофильных (Fe, Mn, Cd, Co, Ni) и халькофильных (Cu, Zn, Pb) элементов.

Крупные наводнения резко активизируют процессы аккумуляции аллювия и отложения наилкового материала на пойме. Максимальная скорость течения воды в Амуре в паводок 2013 г. достигала 4,5 м/с. Выход воды на пойму сопровождался уменьшением скорости до 1,5-2,0 м/с при глубине потока 1,5 – 2,0 м, что вызвало интенсивную аккумуляцию наносов. Наблюдения показали, что

основной объем осадконакопления происходит в относительно узкой (до 100-150 м) прибрежной части поймы, где преобладала аккумуляция наиболее крупных аллювиальных наносов, представленных мелкозернистыми слюдистыми песками. Основная масса материала сосредоточена в пределах аллювиальных гряд, вытянутых вдоль направления пойменных потоков и прирусловых валах, что способствовало местами существенному изменению пойменного рельефа.

Отложение значительного количества наносов в пойме привело к формированию многочисленных новых вдольбереговых мезоформ пойменного рельефа в виде песчаных шлейфов и прирусловых валов с мощностью аллювиального слоя от 5 до 150 см (табл. 1). Аккумуляция тонкодисперсных (суглинистых) наилков происходила на внутренних участках поймы, в ложбинах и понижениях [2]. Высокая мутность речных вод обеспечила поступление значительного объема наилкового тонкодисперсного материала на пойму, а большая продолжительность паводка способствовала его осаждению. Мощная аккумуляция наилкового материала и длительность паводка привели к изменению биологического круговорота в пойменных почвах, способствовали активизации геохимических потоков и увеличению миграционной активности макро- и микроэлементов, что проявилось в увеличении их концентраций в почвенном покрове поймы.

Геохимические потоки осуществляют массоперенос растворимых веществ и диспергированных фракций наилкового материала по поровому пространству почв, называемой «транспортной зоной». Движение потоков контролируется условиями водной миграции: $J_m f(V_c)=[F_g(M/L)C_m \cdot p_b \sin\alpha]$, где $J_m$ – интенсивность массопереноса, $f(V_c)$ - скорость передвижения почвенного раствора по поровому пространству, $C_m$ – общая концентрация элементов в почвенном растворе, M – запасы подвижной влаги; L – активная пористость; z – координата; sinα – уклон поверхности.

Обогащенные почвенные растворы фильтруются в двух направлениях: а)нисходящие потоки; 2)боковые, обусловленные образованием напора в условиях наклонной поверхности. Распределение концентраций химических элементов ($C_{ji}$) в почвенном пространстве можно характеризовать функцией координат пространства и времени: $\sum^n_j C_{ji} = \sum^n_j k_{ji}\, f(x, y, z, t)$.

В условиях непрерывного безнапорного режима фильтрации почвенного раствора, распределение концентраций элементов ($\sum^n_j C_{ji}$) в почвенном пространстве, разделенных расстоянием (r) можно описать уравнением неразрывности:

$$D_U(rt)\sum^n_j C_{jr} \leq [U_i(x + r) - U_i(x)]^2\, t = (\text{grad}\, C_{ji})_r\, t,$$

где $D_U(r)\sum^n_j C_{jr}$ – характеристика почвенного раствора в точке в момент времени t на бесконечно малом расстоянии *r* при постоянном температурном градиенте.

*Таблица 1*

*Характеристика отложений, накопленных в паводок 2013 г. на пойме Амура в пределах Среднеамурской низменности и в нижнем течении Уссури*

| Характеристика поймы | | | | Затопление поймы | | Масса т/км$^2$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Зоны накопления наносов | Формы рельефа | Средняя высота, м | Мощность аллювия, м | Глубина, м | Дни | |
| Прирусловая пойма до10 м | Прирусловые валы | 4-5 | 0,10-1,50 | 2-3 | 43 | 8900 |
| Прирусловая пойма 10-300 м | Шлейфы | 3-4 | 0,10-1,20 | 2-3 | 48 | 2040 |
| | Ложбины | 1-2 | 0,05-1,50 | 3-5 | 74 | 2780 |
| Центральная пойма | Понижения | 2-3 | 0,05-0,20 | 6-7 | 112 | 750 |
| | Основная часть поймы | 3-4 | 0,01-0,05 | 4-5 | 87 | 180 |
| | Гряды и релки | 4-10 | <0,01 | 1-4 | 38 | 48 |
| Прирусловая пойма Уссури 10-200 м | Прирусловые валы, гряды | 4,5-6 | - | 2-5 | 40 | 7600 |
| | Ложбины | 1-3 | - | 3-4 | 80 | 2900 |

Транспортирующая способность геохимического потока является функцией основных характеристик почвы и рельефа. Зона миграции элементов определяется рядами активности элементов, перешедших в раствор и для различных соединений неодинакова. При напорном боковом движении почвенного раствора, концентрация элементов возрастает, а в рядах миграционной активности происходит «перестройка» [3]. Ряд миграционной активности элементов Fe>Al>Cu>Pb>Zn>Co>Ni замещается рядом Al>Cu>Fe>Zn>Pb>Co>Ni или Fe>Al>Cu> Zn>Pb>Ni>Co.

Изменчивость концентраций элементов в почвенном пространстве, как состояние регионального геохимического поля территории, оценивалась по коэффициентам концентрации элементов (K), определяемых как отношение концентраций элементов в почвах к кларкам литосферы. В границах почвенно-геохимического пространства выделено 3 типа уровней концентраций элементов:

- a - уровни накопления элементов (K>1,1);
- f - уровни соответствия концентраций элементов их региональному фону (0,7<K<1,1)
- d - уровни дефицита элементов (K<0,7).

Уровни концентраций элементов в почвенном пространстве определяют состояние их рассеяния или концентрации и функционально согласуются с почвенно-геохимическими потоками, которые определяются условиями миграции и геохимическими процессами в почвах.

Выявлено, что геохимические преобразования в почвенном пространстве контролируются процессами обмена, окисления и явлениями сорбции, способ-

ствующими формированию зон концентраций элементов [3, 4]. Особенно ярко это проявляется в присутствии наилкового материала (табл. 2). Эффективность процессов сорбции характеризуется суммарным потенциалом тонких фракций органического вещества, привнесенного с наилками. Исследованные геохимические потоки характеризуются неоднородностью в пространстве и нестационарностью во времени.

Анализ полученного материала указывает на обогащение почвенного пространства некоторыми микроэлементами Cu, Zn, Fe, Mn, Cd и их определенную корреляцию с наилкими.

Интенсификация геохимических потоков в почвах и вынос растворенных веществ при невысокой сорбции подчиняется закону гравитационной силы:

$$F_g = p_b gh = [p_b(W-W_m)(W_p - W_m)zg/L](\sin\alpha) = [M\ g/L](\sin\alpha),$$ где

$F_g$ –гравитационные силы миграционных потоков; $p_b$ - плотность почвы; g - ускорение силы тяжести; h и W высота и влажность почвы; $W_p$ и $W_m$ –полная и максимальная влагоемкость почвы.

*Таблица 2*

*Качественный состав наилка наводнения 2013 г. в пойме Амура*

| Район исследований | $pH_в$ | *C орг. % | Уровни миграционной активности | **Валовое содержание макро- и микроэлементов в наилках | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | % | | в мг/кг | | | | | |
| | | | | Fe | Mn | Ba | Zn | Pb | Cu | Co | Sr/ Ni |
| Остров Бол. Уссурийский | 5,9 | 8,6 | a{Fe,Na,K,Ba,F | 2,80 | 0,07 | 1578 | 59,90 | 28,30 | 1,70 | 19,3 | 299/10 |
| | 6,3 | 2,3 | f{Mn,Ca,Pb,Co d{Sr,Zn,Cu,Ni | 1,41 | 0,04 | 1430 | 29,90 | 32,50 | сл. | 16,4 | 275/сл |
| Район Комсомольска-на-Амуре | 6,0 | 4,1 | a{Fe,Na,K,Ba,F | 3,16 | 0,07 | 1560 | 66,80 | 28,20 | 5,80 | 21,6 | 339/12 |
| | 6,2 | 2,1 | f{Ca,Mn,Pb,Co d{Sr,Zn,Cu,Ni | 2,60 | 0,06 | 1410 | 54,50 | 27,20 | 1,50 | 15,5 | 298/9 |
| Остров Волчьи Бача | 6,1 | 3,1 | a{Fe,Na,F,Ba | 3,20 | 0,08 | 1630 | 72,30 | 32,30 | 7,80 | 30,0 | 299/16 |
| | 6,4 | 1,8 | f{Mn,K,Pb,Co d{Sr,Zn,Ni,Cu, | 1,30 | 0,04 | 1230 | 35,40 | 31,10 | сл | 19,0 | 192/сл |
| Кларки элементов (Виноградов, 1962) | | | | 4,65 | 0,85 | 650 | 50 | 10 | 20 | 80 | 340/58 |

*Определено по методу И.В. Тюрина в наилках (аналитик С.И. Левшина)

**Определено спектральным анализом с использованием ICP OES (аналитик К.В. Уткина)

Распределение элементов в почвенном пространстве, поддерживающее годовой геохимический цикл, является показателем геохимических потоков в пойме. Состав элементов характеризует их миграционную активность и косвенно указывает на интенсивность русловых процессов [5].

В почвенном пространстве пойм Амура и Уссури по степени проявления миграционной активности элементов выделено 4 типа почвенно-геохимических потоков:

1. Аккумулятивные потоки, обусловленные накоплением наилкового материала, привнесенного из вышерасположенной части бассейна Амура.

2. Эрозионно-аккумулятивные потоки, связанные с локальным размывом и переотложением материала во внутренних частях пойм.

3. Аквапотоки, переносящие макро- и микроэлементы в составе почвенного раствора (в растворенном виде и во взвешенном состоянии) за счет внутрипочвенных процессов.

4. Эоловые потоки переноса материала.

Таким образом, наводнение в нижнем течении Амура и Уссури в 2013 г. способствовало быстрому и существенному изменению геохимических потоков в пойме. Интенсивный процесс аккумуляции во время паводка и распад большого количества привнесенных тонкодисперсных фракций наилкового материала в пойме способствуют обогащению почвенного раствора растворимыми формами Fe и Mn.

В разбавленных растворах, обогащенных кислородом, качество органического вещества контролирует зоны миграции микроэлементов в почвенном пространстве, где фоновообразующие элементы Fe и Mn играют роль разгрузки агрессивных фракций органических кислот, создавая буферные зоны, снижающие уровни подвижности элементов в почвенных растворах или вызывающие их осаждение. В этих условиях образуются железисто-марганцевые конкреции и комплексные гетерополярные соединения, часто встречающиеся в верхних горизонтах почв пойм Амура и Янцзы [3,4].

Литература

1. Махинов А.Н., Liu Shuguang. Формирование рельефа русел и берегов рек. Хабаровск: ДВО РАН, 2013. 174 с.

2. Махинов А.Н., Ким В.И., Воронов Б.А. Наводнение в бассейне Амура 2013 года: причины и последствия //Вестник ДВО, 2014, № 2. С. 5-14.

3. Makhinova A.F., Makhinov A.N., Kuptsova V.A., Yermoshin V.V. Geochemical differention of soil in the Amur Basin (Russian Part) //Journal of Giochemical Exploration. Vol. 45. No. 6. 2013. P. 89-98.26.

4. Makhinova A.F., Makhinov A.N., Kuptsova V.A., Liu Shuguang, Yermoshin V.V. Landscape-Geochemical Zoning of the Amur Basin (Russian Territory) //Journal of Pacific Geology. Vol. 33. No. 2. 2014. P. 76-89.

5. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. М.: Изд-во ЛКИ, 2007. Т. 1. 608 с.

# СЕЛЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ В КРЫМУ, КАРПАТАХ И НА РОССИЙСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ КАВКАЗА

*Олиферов А.Н.*
Крымский федеральный университет имени В.И. Вернадского Географический факультет, Симферополь, Россия, avgust@crimea.edu

# MUDFLOW PROCESSES IN CRIMEA, CARPATHIANS AND RUSSIAN COAST OF CAUCASUS

*Oliferov A.N.*
V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Faculty of Geography, Simferopol, Russia, avgust@crimea.edu

Селевые потоки достаточно широко распространены в Крыму, Карпатах и на Черноморском побережье Кавказа. Они наносят ущерб народному хозяйству и сопровождаются человеческими жертвами. В докладе рассмотрены уровни селевых потоков, количество валов, величина максимальных расходов, скорость селевых потоков. Проанализирован гранулометрический состав селевой массы. Выявлена логарифмическая зависимость диаметра крупных камней от длины пути. Определена глинистая составляющая селевой массы. Предложено применение задачи А.Н. Колмогорова из теории вероятности для расчета мощности слоев на селевом конусе выноса.

Селевые потоки наносят существенный ущерб народному хозяйству Крыма, Карпат и Российского побережья Кавказа. В Крыму селевые потоки в основном заносят виноградники. Это было впервые отмечено в 1911 г. и продолжалось в 1997 г. и 2002 г. Кроме того здесь заносится троллейбусная трасса и городские улицы. Последний раз такой случай был в Алуште в 1997 г. и в Ялте в 1999 г. Бывают случаи повреждения шоссейных дорог (2013 г.). Что же касается Украинских Карпат, то там основным объектом, повреждаемым селями, являются дороги и мосты.

В 1998 г. было разрушено селями 10 км автомобильных дорог и 15 узкоколейных дорог в бассейне р. Тересьвы. На Российском побережье Кавказа в районе Новороссийска селевые потоки проходят в результате размыва отвалов цементных заводов [2]. В связи с подготовкой и проведением Олимпиады были выявлены селевые процессы в районе Красной поляны. Складирование отвалов техногенных грунтов здесь активизировало селевые процессы [3]. Селеопасными оказались все временные и постоянные притоки р. Мзымта. Формируются несвязные, связные и водоснежные сели. В руслах крупных рек (Мзымта, Пелух, Послушонок, Ачипсе) формируются преимущественно несвязные сели, однако на отдельных участках формируются и связные.

Однако самыми трагическими последствиями прохождения селевых потоков являются человеческие жертвы. В 1911 г. в русле р. Ай-Серез во время селя по-

гибло 6 детей. В 1967 г. в русле р. Кутлак селем была перевернута грузовая машина, которая везла детей на пляж, в результате 23 человека погибло. В 1997 г. в с. Ворон в русле одноименной реки погиб один человек. В Карпатах в бассейне р. Белый Черемош в 1954 г. было разрушено общежитие лесорубов. В результате погибло 4 человека и ранено 15. В 1998 г. селем при участии оползня в районе с. Русская … занесен дом, в котором погибло 4 человека. На Российском побережье Кавказа в 2012 г. техногенные сели прошли по ручьям Кольценко и Роза. В одном из них погиб человек [3].

Селевые потоки в Крыму, Карпатах и Российском побережье Кавказа характеризуются следующими параметрами. Уровни селевых потоков являются одной из важнейших их характеристик. Селевые потоки проходят в виде одного, реже двух или трех валов. В Крыму селевые потоки лобовой части часто перекатывают обрезки виноградной лозы, в Карпатах – стволы деревьев, корки, пни, щепу. На Российском побережье Кавказа в районе Новороссийска сели насыщены материалом отвалов цементных заводов. Высота селевых валов, полученная путем нивелировки горизонта высоких вод (ГВВ) составляет от 2 до 3,5 м. Максимальный расход селей получен путем нивелировки ГВВ и измерения диаметра маркированных камней большого диаметра, а также дальнейшего расчета по формулам. Расходы менее 10 $м^3/с$ даже в Крыму не отмечаются, т. к. сель является максимальным твердым стоком. Количество случаев с расходами в интервалах 20-30, 30-40, 40-50, 50-60 $м^3/с$ во всех трех горных странах распределяется относительно равномерно. Расходов в интервалах 80-100 и 100-150 $м^3/с$ в Карпатах больше, чем в Крыму. Путем нивелировки ГВВ и подсчета по формулам была подсчитана скорость селевых потоков в 145 случаев. Из них 85 случаев приходится на интервал 2-3 м/с, 45 случаев 3-4 м/с и только 2 случая близки к показателям селей других горных стран и то к их нижнему пределу.

Казаков Н.А. и др. отмечают, что складирование отвалов техногенных грунтов в селевых бассейнах при строительстве объектов Олимпийского комплекса привело к активизации селевых процессов. Так в районе «Роза-Хутор» в августе-сентябре 2010 г. и в 2011 г. происходила массовая активизация селей, формирование техногенных грязекаменных селей (объемы до 5000 $м^3$, высота селевой волны – 4,5 м, скорость – 8,8 м/с, мощность конуса выноса более 2 м).

Объемы выноса притоков р.Мзымта превышают 1 млн $м^3$, а мощность конусов достигает 6-10 м.

Результаты определения гранулометрического состава селевых наносов путем грохочения, ситового анализа и впервые примененный к анализу селевых наносов метод разделения мелких частиц центрифуги Мошера представлены в виде треугольника Фере, как для всего комплекса частиц, так и для мелкозема. Примерно половина отобранных проб соответствует водно-глыбовым селям, и половина – водно-щебнистым. Повышение количества мелкозема, а отсюда и наличие грязе-каменных селей отмечается преимущественно в Карпатах при переходе оползней в селевые потоки. Для определения транспортирующей способности селевого потока по формуле Е.И. Елизарова [4] построены грануло-

метрические кривые. Их можно разделить на три типа : I-кривые, характеризующие наносы крупных фракций с неравномерным составом мелких фракций; II – кривые, характеризующие содержание как мелких, так и крупных фракций. На них не наблюдается такого резкого перелома при переходе к крупным фракциям, как на графиках первого типа; III тип отображает селевые наносы мелких фракций.

Формирование селя зависит от возможности вовлечения крупных камней в движение. В случае остановки движения камней будет создана отмостка и движение селя прекратится. Массовое движение крупных камней (диаметром более 2 м) мрамора и хлорито-сирицитового сланца наблюдалось на ручье Белоив в Закарпатье. Автором производилась массовая маркировка крупных камней в селевых руслах Крыма и Карпат, а после прохождения селя осуществлялась их инвентаризация. В результате выявлена логарифмическая зависимость между параметрами крупных включений и длиной пути, на который они были передвинуты.

Структура селевого потока в сильной степени зависит от минералогического состава селевых наносов. У натриевых глин величина пластичной прочности в два раза выше, чем у кальциевых. Минералы группы монтмориллонита обладают наибольшей степенью дисперсности, они способны сильно набухать. Для выявления минералогического состава фракции 0,001 был применен комплекс лабораторных методов, включающий оптический, термографический, рентгеновский, химический, электронно-термографический, инфракрасной спектроскопии. Оказалось, что основным минералом глинистой фракции в исследованных районах является гидрослюда, а монтмориллонит составляет только 10 %, и то для Карпатских селей. Таким образом в Крыму, Карпатах и на Черноморском побережье России преобладают несвязные сели, а связные проходят в Карпатах очень редко в результате подвижек оползней, которые разжижаясь превращаются в сели. Такие сели отмечались на потоках Конусяк (бассейн р. Ломницы), Финтераль (бассейн р. Быстрицы Надворнинской), Скотарке ( бассейн р. Зеленицы), Луги ( бассейн Черной Тиссы), Буковинка (р. Опур). В Крыму и на Черноморском побережье России связные селевые потоки редкие и проходят на отдельных участках р. Мзымта.

При анализе особенностей селевых конусов выноса установлено, что в Крыму в юго-западном и юго-восточном селевых районах, а также на Российском побережье Кавказа селевые отложения откладываются в море и изменяют конфигурацию береговой линии. В Карпатах селевые отложения притоков быстро размываются, не успев образовать конус выноса.

Математическую модель процесса слоенакопления и размыва конусов выноса можно получить опираясь на интегральное уравнение процесса слоенакопления, полученное академиком А.Н. Колмогоровым [5], которое используется геологами. Вероятностная модель селя может быть построена с помощью интегральной кривой Пирсона III типа.

Литература

1. Олиферов А.Н. Селевые потоки в Крыму и Карпатах. Симферополь, 2007. 176

2. Ворошилов В. И. Условие формирования твердого стока в селеопасных бассейнах у городов Новороссийска и Туапсе // Материалы научно-технического совещания по вопросам изучения методики прогноза селей. Душанбе. 1970. С.75-78.

3. Казаков Н.А., Генсировский Ю. В., Казакова Е.Н. Селевые процессы в Красной Поляне // Селевые потоки, катастрофы, риск, прогноз, защита. Труды второй конф. М., 2012. С.47-48.

4. Елизаров И.В. Значение гранулометрических кривых для русловых расчетов и их эмпирическое построение. Селевые потоки и горные русловые процессы. Ереван. 1968. С. 149,162.

5. Колмогоров А.Н. Решение одной задачи из теории вероятности. Доклады АН СССР. т. 65. № 6. 1949. С. 793-796.

## РУСЛОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ Р. ИРКУТ[13]

*Опекунова М.Ю., Силаев А.В.*
Институт географии им. В. Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия, opek@mail.ru, anton_s@bk.ru

## CHANNEL DEFORMATIONS AND GEOMORPHOLOGICAL PROCESSES OF IRKUT RIVER

*Opekunova M. Yu., Silaev A.V.*
V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia, opek@mail.ru, anton_s@bk.ru

Река Иркут длиной 488 км, пересекая ряд разнородных поверхностей и проходя территорию от Тункинских Гольцов через систему Тункинских впадин – переходную зону от области горообразования к равнинно-платформенной - претерпевает ряд изменений как в морфологии долины и морфодинамике русла, так и в характере аллювия.

В рамках настоящего исследования проведен анализ плановых деформаций русла р. Иркут на участке от устья р. Мал. Зангисан до устьевой части р. Еловка. Данный отрезок реки длиной 133 км находится в пределах Тункинской котловины (самой большой из котловин Тункинской ветви) и практически на всем протяжении обладает широкопойменным типом русла, исключая участки межкотловинных перемычек (соответственно Ниловский и Еловский отроги). Ис-

[13] Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ и Правительства Иркутской области в рамках научного проекта № 14-45-04002 р_сибирь_а

следованиям рельефообразующих процессов, четвертичных образований, геологического и морфоструктурного строения, а также сейсмотектоники котловин Тункинской ветви посвящено внушительное количество работ начиная от исследователей XIX века[1, 2] и до наших дней [3-13]. Настоящие исследования восполняют пробел в изучении морфодинамики русла р. Иркут и выявлении особенностей эрозионно-аккумулятивных руслоформирующих процессов в пределах Тункинский котловины.

*Геолого-геоморфологические условия.* Длина Тункинской котловины составляет 65 км, ширина варьирует в пределах 25-32 км, площадь – 1800 км$^2$, абсолютные высотные отметки окружающих горных хребтов составляют 2400-3100 м (Тункинские Гольцы), 1500-1800 м (отроги хр. Хамар-Дабан). Падение русла р. Иркут в пределах котловины составляет 0,95 м/ км, а площадь водосбора достигает 6560 м$^2$ , что позволяет отнести реку на данном отрезке к равнинному типу [14].

Днище котловины представляет террасированную равнину, сложенную мощной толщей полигенетических отложений плиоцен-четвертичного возраст. Выделяется четыре типа поверхностей: предгорные наклонные равнины, обширные озерно-болотные низины зон новейших погружений, аллювиальная террасированная равнина и крупный изолированный песчаный массив Бадар – древняя зандровая [5] или озерно-аллювиальная равнина [4, 6, 12]. Пойменно-террасовый комплекс представлен низкой до 0,5 м, средней до 1,7 высокой до 4 м поймами, фрагментами первой, второй, третьей террас высотой 5-8, 8-10, 16-18 метров соответственно. Возраст низких террас оценивается как неоплейстоценовый [7, 8, 15]. Разрезы низких морфологических поверхностей – первой и второй террасы р. Иркут и ее притоков иллюстрируют цикличность процессов эоловых, выражающихся в катастрофической дефляции и процессов почвообразования [9, 10, 12]. Поверхности пойм и террас осложнены староречьями – грядово-ложбинным рельефом, старицами. По морфологии мезорельефа тип поймы в пределах днища Тункинской котловины можно отнести к сегментно-гривистому [16].

*Гидрологические характеристики.* Среднегодовое количество осадков территории исследования по данным метеостанции Тунка – 275 мм. Площадь водосбора р. Иркут у с. Тунка составляет 6560 км$^2$ , а средняя высота бассейна – 1640 м. Среднегодовые характеристики реки следующие: расход - 49 м$^3$/с, модуль стока – 7,58 л/с* км$^2$, слой стока – 239 мм. Во внутригодовом распределении стока большая часть приходится на летний период (июль –август) – 52,1%, на зимний (ноябрь-март) – 15,2%, на весну и осень - 13,7% и 19,0% соответственно, по типу внутригодового режима стока Иркут относится к рекам с летними паводками [17-19].

Для оценки плановых русловых деформаций реки за период более ста лет, с помощью программного обеспечения MapInfo сопоставлялись карты Землеустроительного комитета изданные в 1915 году [21] и современные космоснимки (съемки, произведенные в 1976, 2000, 2015 годах). Оценивались изменения

морфологии русла, типов русловых излучин. Теоретической и методической основой данных исследований послужил ряд работ основателей и ведущих специалистов отечественной школы русловедения и морфодинамики речных систем [22-24].

На участке русла с. Шимки – устье р. Тунка анализ изменения морфодинамических типов излучин по трем временным интервалам – 1915, 1976 и 2015 года. Участки устье р. Мал. Зангисан – с. Шимкии устье р. Тунки – устье р. Еловка анализировались по временным срезам 1976, 2000, 2015 годов.На участке свободного меандрированияс. Шимки - устье р. Тунка было выделено 64 излучины, произведены измерения основных морфометрических параметров излучин: длина (l), шаг (L), радиус кривизны излучины (r), стрела прогиба (h), ширина русла (bp). Также определены основные параметрические коэффициенты l/L (степень развитости излучины), r/h (показатель формы излучины), соотношение стрелы прогиба к длине (l/h), соотношение стрелы прогиба к шагу (L/h), соотношение радиуса кривизны к ширине русла (r/bp) и морфодинамические типы излучин. Определение морфодинамических типов излучин, особенности их деформации и трансформации, а также изменение морфометрических показателей являются основой для выявления специфики развития русла на различных участках.

В зависимости от геолого-геоморфлогических условий, гидрологического режима в пределах территории исследования сформировались два типа русла– адаптированный, врезанный широкопойменный. Два первых типа русло реки приобретает в пределах межкотловинных перемычек, где развитие русла ограничено коренными метаморфическими, вулканическими породами архейского и неогенового возраста, а также рыхлыми полигенетическими отложениями плейстоцена. Широкопойменный тип русла формируется в пределах сложнопостроенного днища котловины, сложенного мощной толщей песков. В пределах трех крупных участков, обусловленных морфоструктурным планом территории выделяются 11 участков русла более низкого порядка, каждый из которых характеризуется специфическим типом развития.

Анализируя представленный выше материал, можем систематизировать типы морфодинамического развития реки:

1.Морфодинамический тип излучины не меняется (стабильное положение)

1. Морфодинамический тип излучины меняется. В этом случае выделяется две группы изменений:

Следующая группа (закономерного развития), когда морфодинамический тип излучины меняется в соответствии со стадиями ее развития делится на подгруппы:

2.1. Излучина переходит на следующую стадию развития.

2.2. Излучина проходит несколько стадий развития и входит в новый эволюционный цикл.

Подгруппы группы (закономерного развития), когда на изменение морфодинамического типа излучины влияют внешние факторы:

2.3. Смена морфодинамического типа излучины происходит вследствие смещения русла.

2.4. Смена морфодинамического типа излучины происходит вследствие изменения формы или стадийности соседних излучин.

2.5. Изменение формы излучины вследствие изменения элементов излучины.

3. Морфодинамический тип излучины сложной формы не изменяется, но форма упрощается или усложняется вследствие изменения элементов излучины (на нижних топологических уровнях).

4. Морфодинамический тип излучины изменяется, вследствие взаимодействия (объединения) соседних элементов русла (нижних топологических уровней).

Анализируя плановый рисунок русла р. Иркут можно, морфодинамические типы русла, распространенные на различных участках, деформации свободных излучин на протяжении ста лет, можно сделать выводы, что морфоструктурный план территории, а также ее геолого-геомофологическоестроение определяют развитие основных морфодинамических типов русла р. Иркут и являются основными факторами, влияющими на его плановые деформации во времени. Динамика однородных участков более низких порядков и морфологические изменения в их пределах определяются естественными процессами развития русла.

Таким образом, что изменения в пределах территории исследования связаны с естественным развитием русловых форм, обусловленных геолого-геоморфологическими и гидрологическими условиями территории, влияние антропогенного фактора на процессы остается минимальными.

Литература

1. Бакшевич Н. Описание реки Иркута от Тунки до впадения в р. Ангару. Записки. Сиб. Отдела Русск. геогр. об-ва, кн. 1. Спб., 1856. С. 1-54.

2. Черский И.Д. Краткий отчет об исследовании течения р. Иркут от Торской котловины до устья р. Ангары. Изв. Сиб. Отд-ния Русск. Геогр. об-ва, 1876. т.7. № 4-5.

3. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М-Л.: Изд-во АН СССР. 1960. 258 с.

4. Солоненко В. П. Сейсмотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны. Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 57-71.

5. Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 336 с.

6. Выркин В.Б. Современное экзогенное рельефообразование котловин байкальского типа. Иркутск : Ин-т геогр.СО РАН, 1998. - 174 с.

7. Щетников А.А., Уфимцев Г.Ф. Структура рельефа и новейшая тектоника Тункинского рифта (Юго-Западное Прибайкалье). М.: Научный мир, 2004. – 160 с.

8. Уфимцев Г. Ф., Щетников А, А., Филинов И. А. Речные террасы Тункинскойрифтовой долины // Геоморфология. 2004. №1. С. 113-122.

9. Данько Л. В. Эоловые отложения межгорных котловин юга Сибири: палеоландшафтные индикаторы опустынивания // VI Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления будущих исследований» - Новосибирск: 19-23 октября 2009 г. - С. 446-449.

10. Danko L. and Opekunova M. Semiarid landscapes response to Aeolian processes during Holocene in the Baikal Region European Geosciences Union, General Assembly 2010,Vienna, Austria, 02 – 07 May 2010

11. Коломиец В.Л. Палеогеографическая реконструкции четвертичного литогенеза Тункинской впадины (Байкальская Сибирь) // Проблемы региональной геологии Северной Евразии. Материалы VIII научных чтений, посвященных памяти профессора М. В. Муратова. М.: Редакционно-издательский отдел РГГРУ, 2012. С. 31-34.

12. Опекунова М.Ю., Кобылкин Д.В. Эоловые геосистемыТункинской котловины как реликты аридных эпох четвертичного периода // VI Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления будущих исследований» - Новосибирск: 19-23 октября 2009 г. С. 446-449.

13. Атутова Ж.В. Современные ландшафты юга Восточной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2013. 125 с.

14. Чалов Р. С. Общее и географическое русловедение: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1997. 112 с.

15. Карта кайнозойских отложений с элементами палеогеографии (м-ба 1:100 000) / Востсибгеология, Бурятгеология. Центральная экспедиция. 1988.

16. Чернов А.В. География и геоэкологическое состояние русел и пойм рек Северной Евразии. М.: ООО «Крона», 2009. 684 с.

17. Государственный водный кадастр. Раздел 1. Поверхностные воды, Серия 3. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Ч. 1. Реки и каналы. Т.1 Вып. 13. Бассейн Ангары. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 290 с.

18. Зонов Б. В., Шульгин М. Ф. Гидрология рек бассейна Братского водохранилища. М.: Наука, 1966. 168 с.

19. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 16, вып. 2. Бассейн Ангары. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 208 с.

20. Тунка (топокарта м-ба 1:84000 верст) / Упр. Иркутского переселенческого р-на, 1914.

21. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. - М.: Изд-во АН СССР, 1955. 346 с.

22. Баженова О.И. Развитие излучин и современные геоморфологические процессы на средней Оби. // Доклады Института географии Сибири и Дальнего Востока, Новосибирск: Наука. 1976. вып. 50. С. 64-71.

23. Чалов Р. С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 1: Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. М.: Издательство ЛКИ, 2008. 608 с.

24. Чалов Р. С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 2: Морфодинамика речных русел. М.: Издательство КРАСАНД, 2011. 960 с.

# ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА РАСПОЛОЖЕНИЯ АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА ЧЕРНООЗЕРЬЕ II

*Осинцева Н.В.*
Новосибирский государственный университет; Новосибирск, Россия, n_osinceva@mail.ru

# GEOMORPHOLOGICAL STRUCTURE OF THE ARCHAEOLOGICAL MONUMENT CHERNOOZERE II AREA

*Osintseva N.V.*
Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia, n_osinceva@mail.ru

Геоморфологическая привязка археологических памятников имеет большое значение для археологических исследований, так как позволяет в дальнейшем прогнозировать места их расположения. Со своей стороны, данные, полученные в ходе археологические работ, дают сведения о возрасте рельефа и тенденциях его развития, что дополняет комплекс методов геоморфологии.

Геоморфологическое строение района памятника Черноозерье II было изучено в ходе полевых работ 2015 г. и включало методы полевого картографирования и геоморфологического дешифрирования, а также анализ крупномасштабных топографических карт. Памятник расположен в южной части Западно-Сибирской равнины, в пределах долинного комплекса р. Иртыш, в его нижнем течении (Саргатское Прииртышье). Левобережная часть Саргатского Приртышья примыкает с востока к обширной расчлененной озерно-аллювиальной Нижнеиртышской равнине [1], преобладающие абсолютные высоты которой находятся в интервале от 100 до 120 м, относительные высоты не превышают 20 м. Равнина имеет средненеоплейстоценовый возраст, сложена в основании песками, в кровле глинами (сузгунская свита) общей мощностью до 25 м. Сверху свита перекрыта 2–3-метровой толщей покровных суглинков и современных торфяников [2].

Территория памятника Черноозерье II расположена в широкой левобережной части долины р. Иртыш. Абсолютные высоты поверхности изменяются от 62,5 м (урез воды р. Иртыш) до 71 м (южная окраина пос. Черноозерье). Увеличение высот происходит с юго-востока на северо-запад, от русла р. Иртыш к склону междуречной Нижнеиртышской равнины.

Наибольшее распространение имеет эрозионно-аккумулятивный тип рельефа, представленный долинным комплексом р. Иртыш. В строении долины выделяется пойма и серия надпойменных террас.

Пойма Иртыша в районе расположения памятника (Батаковская пойма) обширная, хорошо развитая, широкая, сложена песками, супесями, суглинками и глинами голоценового возраста, мощностью до 10–15 м. Рельеф поймы представлен многочисленными прирусловыми валами, гривами, веерами блуждания,

старичными руслами и понижениями, многие из которых заняты озерами и протоками. В строении поймы выделяются два уровня: высокий и низкий. Низкая пойма имеет ширину до 2300 м и сложное строение поверхности, абсолютные высоты ее изменяются от 63 до 67 м. Высокая пойма более выровнена, с абсолютными высотами 68–71 м, ширина ее достигает 5 км. Относительные превышения в пределах поймы составляют 4–6 м. Уступ высокой поймы поднимается над низким уровнем на 2 м. [3]. Рельеф поймы антропогенно изменен. Значительные участки ее приспособлены под пастбища и сенокосы и имеют следы вытаптывания скотом, наблюдаются также дорожные колеи, тропы, мостовые переходы и валы через протоки Иртыша.

Аллювиальные террасовые отложения р. Иртыш сформировались в среднем-верхнем неоплейстоцене. Они представляют собой пески разной зернистости, супеси, суглинки, глины. В левобережье Иртыша насчитывается до четырех надпойменных террас, протягивающихся широкой полосой в десятки километров. В районе памятника Черноозерье II расположены первая и вторая надпойменные террасы.

Первая надпойменная терраса верхненеоплейстоценового возраста не имеет сплошного распространения и выражена в рельефе в виде останцов в тыловой части высокой поймы. Мощность аллювия первой надпойменной террасы составляет 10–15 м, ширина ее достигает 2 км, состав аллювия песчано-глинистый с включениями мелкого гравия. Поверхность террасы волнистая, местами бугристая, слабо наклонена в сторону поймы, с широко развитыми антропогенными формами рельефа: мелиоративными каналами, курганами, распаханными участками.

Вторая надпойменная терраса развита повсеместно и протягивается сплошной широкой полосой вдоль всего левобережья. Ширина ее достигает 15 км. Поверхность полого поднимается на северо-запад, к наиболее возвышенной части Нижнеиртышской равнины. Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы имеют верхненеоплейстоценовый возраст и представлены песками в основании, суглинками и супесями в верхней части, их мощность достигает 30 м.

Террасовые отложения перекрыты сверху эоловыми, делювиальными и озерно-болотными отложениями, имеющими на территории значительное распространение. В рельефе они выражены эоловыми гривами, буграми и понижениями, делювиальными шлейфами, озерно-болотными понижениями, болотными массивами. На территории Саргатского Прииртышья большое распространение имеет гривно-ложбинный тип рельефа. Он выражается в наличии на поверхностях всех геоморфологических уровней вытянутых возвышений в виде грив, имеющих преимущественно северо-восточную или восточную ориентировку. Происхождение грив связывают с ложбинами стока талых ледниковых вод, что подтверждается их ориентировкой и наличием в основании глинистых окатышей. Позднее аккумуляция материала в гривах происходила под действием эоловых процессов, развивавшихся в условиях сухого и холодного климата.

Возраст эоловых отложений грив оценивается в 14–20 тыс. лет (эпоха сартанского оледенения). Длина грив, как правило, составляет от 2 до 5 км, ширина 0,3–1,2 км, относительная высота 5–6 м. Но встречаются и более мелкие гривы.

Раскоп памятника Черноозерье II занимает небольшую гриву, расположенную на останце первой надпойменной террасы поздненеоплейстоценового возраста, покрытой осиново-березовым разнотравным лесом (роща Защитная). Абсолютные высоты площадки составляют 70–71 м. Поверхность ее субгоризонтальная, слабо наклонена к руслу р. Иртыш под углом 0–1$^0$. Уступ террасы имеет высоту 3–5 м, бровки сглажены, склон пологий, прямой, с углом наклона 10–15$^0$.

Грива расположена вблизи бровки надпойменной террасы и возвышается над ее поверхностью на высоту 1–3 м. Грива имеет вытянутую форму, простирается с юго-запада на северо-восток. Длина ее около 700 м, ширина 150 м. Превышение вершины гривы над поверхностью поймы составляет около 3–5 м. В вертикальном разрезе грива асимметрична. Крутой ее склон обращен к пойме р. Иртыш (рис.). Грива сложена серыми неслоистыми рыхлыми среднезернистыми песками и супесями. На глубине около 2,5 м эоловые пески подстилаются горизонтально-слоистыми песками с включениями мелкого и среднего гравия. Рельеф гривы сильно изменен, встречаются многочисленные следы курганов и раскопок: ямы, отвалы, траншеи. Их вертикальная амплитуда достигает 2–3 м, линейные размеры до 10 м.

Рис. 1. Профиль эоловой гривы на поверхности первой надпойменной террасы р. Иртыш в районе пос. Черноозерье (Саргатское Прииртышье). Фото Н.В. Осинцевой 2015 г.

В ходе полевых работ проведено уточнение геоморфологической привязки памятника, поскольку в более ранних работах указывалось на его положение в пределах второй надпойменной террасы р. Иртыш.

Литература

1. Жмакин Н.И. Геоморфологические условия. Масштаб 1:4000000 / Атлас Омской области. М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 1999. С. 12.
2. Земля, на которой мы живем. Природа и природопользование Омского Прииртышья. – Омск: Манифест, 2006. 567 с.
3. Новиков Ф.И., Вяткин И.А. Настоящее и будущее природной территории Батаковская пойма. // Федеральное агентство по недропользованию. Омский филиал ФБУ «ТФГИ по Сибирскому федеральному округу». Официальный сайт. Научно-практическая конференция, посвященная 60-летию со дня рождения А.А. Кожухаря, 2009 г. [Электронный ресурс]. Режим обращения http://www.omsktfi.ru/literature/articleslit/158-a28.html

## К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ГРИВИСТОГО РЕЛЬЕФА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

*Полежайкин И.А.*
Томский государственный университет, геолого-географический факультет, Томск, Россия, Polejaikin_iv@mail.ru

## TOWARDS THE PROBLEM OF MANED RELIEF GENESIS IN THE WESTERN SIBERIA

*Polezhaykin I.A.*
Tomsk State University, Geological-Geography Faculty, Tomsk, Russia, Polejaikin_iv@mail.ru

**1. Введение.** Одним из примечательных типов мезорельефа является рельеф, состоящий из протяженных на десятки километров, выдержанных по простиранию с юго-запада на северо-восток параллельных друг другу, разделяемых четко выраженными тальвегами, возвышенностей, называемых гривами. Вопрос генезиса подобных форм земной поверхности представляет большой научный интерес, так как ответ на него проливает свет на палеогеографические события, происходившие на территории Западной Сибири в конце плейстоцена - начале голоцена. На данный момент ученые не пришли к единому мнению по этому вопросу. Он остается дискуссионным.

Автором рассмотрены основные гипотезы происхождения бугров Бэра юго-восточной части Западно-Сибирской равнины.

**2. Географическое распространение.** Территории, имеющие подобное строение поверхности, встречаются в разных частях планеты и имеют свои морфологические и морфометрические особенности. Например, подобные формы широко распространены на востоке и **с**еверо-востоке Канады. С помощью программы Google earth был проведен краткий морфометрический анализ участка в восточной части Канады. На данной территории гривы могут достигать длинны 400 км и иметь высоту 250 м, также отмечается сильная переработка поверхности грив овражно-балочной сетью.

Рис. 1 Участок гривового рельефа на территории Северной Америки (снимок Google Earth)

Из грив состоит и рельеф Прикаспийской низменности и Правобережья Волги в ее нижнем течении. По своим морфометрическим параметрам они отличаются от грив Канады. На Юге Русской равнины подобный рельеф более однороден, чем североамериканский. Он представлен многочисленными, относительно небольшими буграми юго-восточного простирания, превышение которых достигает 20 м., а длина до 25 км. Возвышенности Поволжья и Прикаспия получили название Бугров Бэра, в честь исследователя К.М. Бэра, который впервые исследовал гривы на этой территории.

В дальнейшем автор статьи считает допустимым называть буграми Бэра или Бэровскими буграми все морфологически подобные формы рельефа, механизм происхождения которых не изучен окончательно.

Наибольший научно-познавательный интерес для автора статьи представляют Бэровские бугры Западно-Сибирской равнины. Они располагаются на востоке Кулундинской и западной части Барабинской равнин, а также на Приобском плато. На данной территории представлены две зоны гривистого рельефа: мелкогривистый рельеф западной Барабы, состоящий из параллельных друг другу

грив, длинна которых составляет 10 - 20 км, а превышение от 2 до 20 м, и крупные, имеющие протяженность до 300 км, гривы Восточной Кулунды и Приобкого плато, имеющие превышение до 90 м.

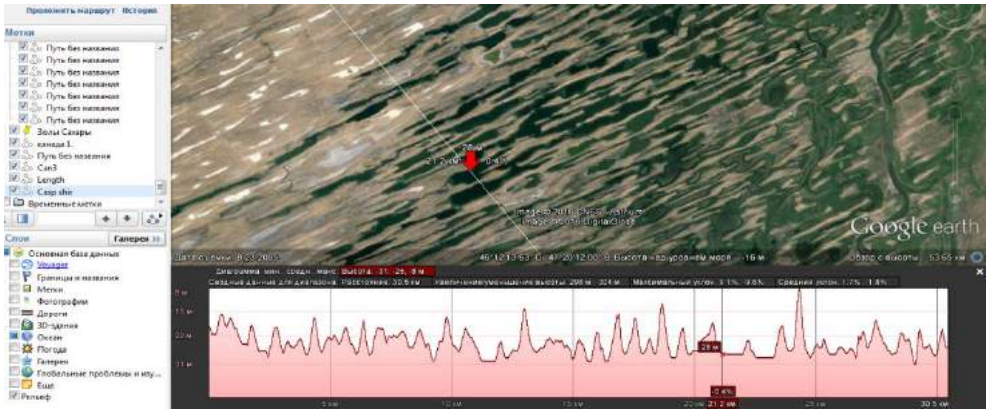



Рис. 2. Гривовый рельеф прикаспийской низменности (снимок Google earth)

**3. Существующие основные гипотезы образования гряд**. Автором рассмотрены основные гипотезы происхождения гривового рельефа юго-восточной части Западно-Сибирской равнины.

***Флювиальный генезис.*** Одной из гипотез, объясняющих формирование Бэровских бугров Западной Сибири, является гипотеза флювиального генезиса. Придерживающиеся ее исследователи полагают, что гривы образовались вследствие воздействия текучих вод. Однако, среди приверженцев этой гипотезы, не сложилось единого мнения о том, какие воды оказали решающее влияние на процесс формирования бугров Бэра в Западной Сибири. Различные взгляды на проблему освещены в монографии М.Г. Гроссвальда. Г.И. Танфильев связывал генезис мелкогривистого рельефа с действием атмосферных вод, стекавших в одном направлении под небольшим уклоном. В.И. Орлов и А.А. Земцов отводили ведущую роль паводковым водам. И.П. Герасимов предполагал, что гривистый рельеф сформировался в процессе аккумуляции материала в речном русле, М.И. Городецкая и Г.И. Лазуков считали главным процесс водной эрозии. Сам М.Г. Гроссвальд [2], в дополнение к данным предположениям считает, что крупные увалы Кулундинской равнины и Приобского плато являются ложбинами древнего стока, возникшими вследствие катастрофических наводнений на территории Западной Сибири и не только [2].

На взгляд автора, главным недостатком флювиальной гипотезы является то, что в исследованных источниках не объясняется огромная линейно выдержанная протяженность и параллельность тальвегов и водораздельных лент, отсутствие извилистости тальвегов, характерной для свободно формирующихся водотоков на поверхностях, сложенных рыхлыми, легко размываемыми, преимущественно суглинистыми и песчаными отложениями.

***Ветро-эрозионная (дефляционная) гипотеза.*** Я.Я. Балабай, В.А. Мартынов, Б.А. Федорович,.И.А.Волков, С.П.Казьмин [4] считают, что ведущая роль в образовании грив отводится эоловым процессам. Наиболее полно эта гипотеза рассмотрена в работе С.П. Казьмина [4], где проведен подробный анализ отложений, слагающих исследуемые формы рельефа. Он провел подробные геологические изыскания на территории Кулундинской и Барабинской равнин. Проанализировав материалы геологических изысканий, С.П. Казьмин выяснил, что гривы сложены песками, крупность которых убывает с ЮЗ на СВ.

Он пришел к выводу, что гривы были образованы вследствие переноса господствующими ветрами ЗЮЗ направления песчаного материала, слагавшего донные отложения приледниковых озер и обнажившегося вследствие их регрессии в период аридизации климата.

Как показали исследования, крупные гривы также сложены песчаным и суглинистым материалом, крупность которого убывает с ЮЗ на СВ, что говорит о сходном механизме образования крупных и мелких грив. С.П. Казьмин в своей работе утверждает, что бугры Бэра Кулунды более древние, нежели Барабинские, и в своем развитии имели два цикла роста: в доледниковый период аридизации и в постледниковье, после схода Сартанского ледника примерно 10 тыс. лет назад. Однако сам автор признает, что окончательного ответа на вопрос о генезисе гривистого рельефа на данный момент не существует [4].

***Тектонические.*** Ряд исследователей считает, что гривы образованы в местах тектонических деформаций. Обзор их воззрений кратко приведен в статье Н.С. Евсеевой [5]. По мнению И.Л. Кузина, возникновение линейно-грядового рельефа связано с глиняным диапиризмом. П.П. Генералов предполагал, что образование гривового рельефа связано как со складками нагнетания, так и со сдвиговыми деформациями [5]. С.В. Лютцау высказал мнение о приуроченности увалов Приобского плато к молодым грабенам и синклинальным складкам северо-восточного простирания [5]. С.Г. Водопьянов предполагал, что данные формы рельефа являются долинами рек, приуроченными к местам тектонических деформаций [5]. Похожих воззрений придерживается Н.С. Евсеева. По ее мнению, гривовый комплекс является сложным образованием, в его формировании участвовал целый ряд природных процессов, в первую очередь, тектонические нарушения, которые стали основой для формирования ложбин древнего стока [5].

**4. Обсуждение гипотез.** Наиболее обоснованной, по мнению автора статьи, является эоловая гипотеза, выдвинутая С.П. Казьминым, согласно которой, образование грив Западной Сибири было обусловлено ветровой эрозией. Она подтверждается обширным фактическим материалом, собранном в результате геологических изысканий, а также тем, что морфологически похожие образования можно наблюдать на территориях с эоловым рельефом, в частности, Сахаре и Забайкалье. Образование масштабного эолового рельефа требует обширных открытых пространств, лишенных плотного растительного покрова, который является помехой для перемещения ветром частиц грунта. Это ставит перед ис-

следователем серьезную научную задачу – объяснить причину появления территорий с аридным климатом в Западной Сибири. Возможно, такие климатические условия создавались на границе неоплейстоцена и голоцена, и были связаны, по мнению некоторых исследователей [7-9], с космическими факторами, например, с падением астероида в пределах акватории Северного Ледовитого океана [7-9].

**5. Заключение.** На данный момент невозможно дать однозначного ответа на вопрос о происхождении бугров Бэра Западной Сибири. Для подтверждения или опровержения связи между процессом образования грив и космическими катастрофами требуется большее количество фактического материала. Необходимо исследовать образцы отложений возрастом 40 тыс. лет и 13 тыс. лет на наличие в них следов космических катастроф. Для этого необходимо изучить образцы на предмет следов метеоритного вещества, а также изотопов, свидетельствующих о повышенном радиационном фоне 30-50 тыс. лет назад. Результаты исследований грунта будут опубликованы в последующих работах автора, посвященных данной тематике.

Автор выражает благодарность научному руководитею, профессору лаборатории самоорганизации геосистем ИМКЭС СО РАН Александру Васильевичу Позднякову за всестороннюю помощь и поддержку в научных изысканиях.

Литература

1. Свиточ А.А. Бэровские бугры Нижнего Поволжья (ст.1. Морфология, распространение и строение) // Геоморология. 2007. №3. С. 92-106.

2. Гроссвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М.: Научный мир, 1999. 120 с.

3. Эйнштейн А. Причины образования извилин в руслах рек и так называемый закон Бэра/ Эйнштейн А. // Успехи физических наук. 1956. №1. С. 185-188.

4. Казьмин С.П. История формирования рельефа Восточной Кулунды и Барабинской равнины: Дисс. … кандидата геолого-минералогических наук: 11.00.04 Новосибирск, 1999. 234 с.

5. Евсеева Н.С. К вопросу о генезисе ложбин стока юго-востока Западно-Сибирской равнины // Геоморфология. 2005. №4. С. 41-51.

6. Файрстоун Р. Цикл Космических катастроф. Катаклизмы в истории цивилизации / Ричард Фэйрстоун, Аллен Уэст, Симон Уэрвик-Смит. Пер. с англ. яз. А.А.Помогайбо. М: Вече, 2008. 480 с.: ил. (Великие тайны).

7. Поздняков А.В. Возможные причины резкого изменения климата и деградации мамонтового фаунистического комплекса в неоплейстоцене // Природные условия, история и культура Западной Монголии и сопредельных регионов : Материалы XII международной научной конференции. г. Ховд, Монголия, 18-21 сент. 2015 г. Т. I: Естественные науки. Ховд; Томск : Издат. Дом Томского гос. ун-та, 2015. С. 121-126. РИНЦ

8. Поздняков А.В. Озерные тюлени, потоп и оледенение - какие между ними причинно обусловленные связи // Труды Томского государственного университета. – Серия геол.-геогр.: Современные проблемы географии и пути их решения : материалы Междунар. науч.-практ. конф. (6-9 ноября 2012 г.). Томск: Изд-во ТГУ, 2012. Т. 283. С. 160-168.

9. Поздняков А.В. Падение астероида в акватории Северного Ледовитого океана в неоплейстоцене как возможная причина изменения природных условий на Земле // Таможенный союз: наука и образование без границ: сб. матер. Междунар. науч.-практич. симпоз. Петропавловск (Казахстан), 12-13 окт. 2012 г. Петропавловск : Сев.-Казах. гос. ун-т (СКГУ), 2012. С. 198-202.

## СОВРЕМЕННОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О ПОДЛЁДНОМ РЕЛЬЕФЕ АНТАРКТИДЫ: ОРОГРАФИЧЕСКИЕ И МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ СХЕМЫ[14]

*Попов С.В.*
Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург, Россия, spopov67@yandex.ru

## PRESENT-DAY UNDERSTANDING OF THE SUBGLACIAL TOPOGRAPHY OF ANTARCTICA: OROGRAPHIC AND MORPHOMETRIC SCHEMAS

*Popov S.V.*
Polar Marine Geosurvey Expedition, Saint-Petersburg, Russia, spopov67@yandex.ru

Совсем недавно наша страна отмечала юбилей отечественных исследований Антарктики. Шестьдесят лет назад, 30 ноября 1955 г., флагман Первой комплексной антарктической экспедиции дизель-электроход «Обь», вышел из порта Калининград к берегам белого континента. Но уже 13 февраля 1956 г., на первой отечественной антарктической станции Мирный был поднят флаг Советского Союза. Но не менее важное событие произошло несколько позднее, 2 апреля 1956 г. В этот день со станции Мирный во внутренние районы Антарктиды вышел первый санно-гусеничный поход. Таким образом, наши учёные не просто высадились на континенте, и организовали станцию, но начали его планомерное изучение. При этом надо отметить, что научная программа первых санно-гусеничных походов была чрезвычайно насыщенной, даже по современным меркам [1].

Антарктида практически полностью покрыта ледником, и информация о подлёдном рельефе может быть получена лишь дистанционными методами. На начальном этапе ими были весьма сложные и затратные по времени сейсмические исследования. Переломным моментом стали 60-е годы прошлого столетия, когда в практику изучения полярных областей был внедрён новый геофизический метод: *радиолокационные зондирования*. Он имел существенное преиму-

[14] Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 14-05-00234-а

щество перед сейсмическим, поскольку обладал большей эффективностью. Кроме того, аппаратура могла быть установлена на воздушный носитель. Внедрение этого перспективного геофизического метода стало основой успешного изучения подлёдного рельефа не только Антарктиды, но и островов Арктики.

Первое целостное представление о характере подлёдного рельефа Антарктиды было дано в Атласе Антарктики в виде гипсометрической и геоморфологической карт [2], а затем, в монографии *А.П. Капицы* [3], в которой обсуждались вопросы геоморфологии и тектоники континента.

По мере появления новых данных о подлёдном рельефе назрела необходимость их обобщения. Это привело к тому, что в конце прошлого века был организован международный проект BEDMAP, в рамках которого была сформирована первая международная база, включавшая профильные данные по мощности ледникового покрова, высотам подлёдного рельефа и дневной поверхности [4]. Проект завершился на рубеже столетий опубликованием карты подлёдного рельефа [5].

За последующее десятилетие, особенно в ходе проведения Третьего Международного полярного года, Россией и зарубежными странами, было выполнено огромное количество комплексных аэрогеофизических съёмок, включающих радиолокационные исследования. В связи с этим было принято решение о пополнении базы BEDMAP и обновлении карты подлёдного рельефа. Этот проект получил название BEDMAP2. Он завершился формированием гридов мощности ледникового покрова, а также высот дневной и подлёдной поверхностей. Его результаты опубликованы в статье [6]. Чтобы оценить отличия карт, созданных в рамках этих двух проектов, достаточно отметить, что количество пунктов физических наблюдений возросло более чем в 13 раз и достигло 24.8 млн. точек [4, 6]. Аналогичная работа была проделана в нашей стране на национальном уровне. Её результаты нашли своё отражение в новом Атласе Антарктики [7].

Появление более детальной, чем ранее карты подлёдного рельефа по результатам проекта BEDMAP привело к необходимости построения новых карт и схем геоморфологического содержания. Их результатом явилось издание первого в мире Геоморфологического атласа Антарктиды [8]. Появление новой карты подлёдного рельефа, в рамках реализации проекта BEDMAP2, положило начало формированию комплекта новых карт, аналогичных представленным в [8] по тематике. Некоторые из них, а также принципы построения, опубликованы в работах [9, 10].

На рис. 1 представлена орографическая схема Антарктиды (в упрощённом варианте), с учётом корректировки таксономии вертикального ряда на основе анализа гипсографической кривой каменной поверхности (поверхности нашей планеты со снятым ледниковым покровом и водным слоем) Земли [11].

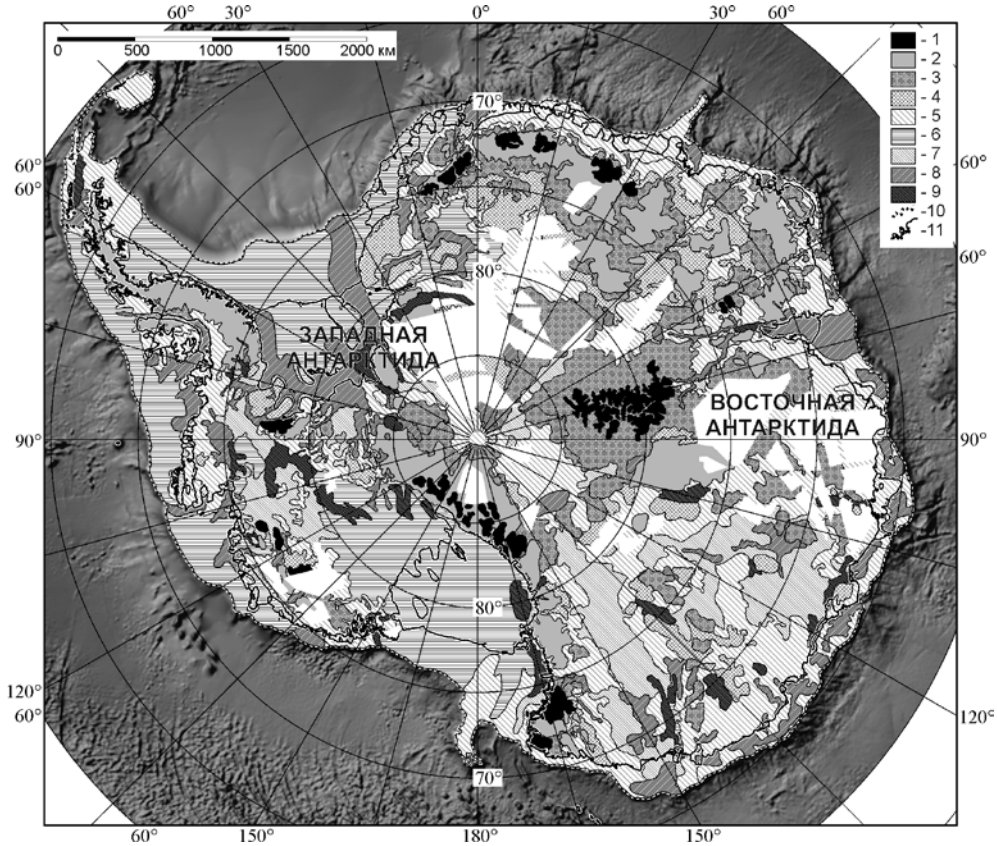



Рис. 1. Орографическая схема Антарктиды (упрощённая): 1- средние горы; 2- низкие горы; 3- мелкосопочник, плоскогорья и холмогорья; 4- холмистые возвышенности и равнины; 5- холмистые низменности и низменные равнины; 6- погруженные равнины; 7- погруженные холмы и гряды; 8- котловины и желоба; 9- глубокие котловины и желоба; 10- бровка континентального склона; 11- береговая линия и границы шельфовых ледников.

На следующем рисунке приведены карты поливершинной (рис. 2*а*) и полибазисной (рис. 2*б*) подлёдной поверхностей Антарктиды. На важность и значимость подобных построений указывал ещё *К.К. Марков*. Он отмечал, что *«…удивительная простота рельефа вершинной поверхности не может не отражать известного постоянства амплитуд молодых движений земной коры в пределах тех же участков»* [12]. Карты поливершинных и полибазисных поверхностей имеют самостоятельную геоморфологическую значимость, однако для анализа неотектонической активности региона, важное значение приобретает разностная карта (разность между положениями поливершинной и полибазисной поверхностей). Она позволяет оценить суммарную интенсивность неотектонических движений [13-15]. Эта схема представлена на рис. 3. Она по-

казывает, что равнинным областям (спокойным в неотектоническом отношении) соответствуют малые разностные значения, в то время как горным отвечают повышенные величины.

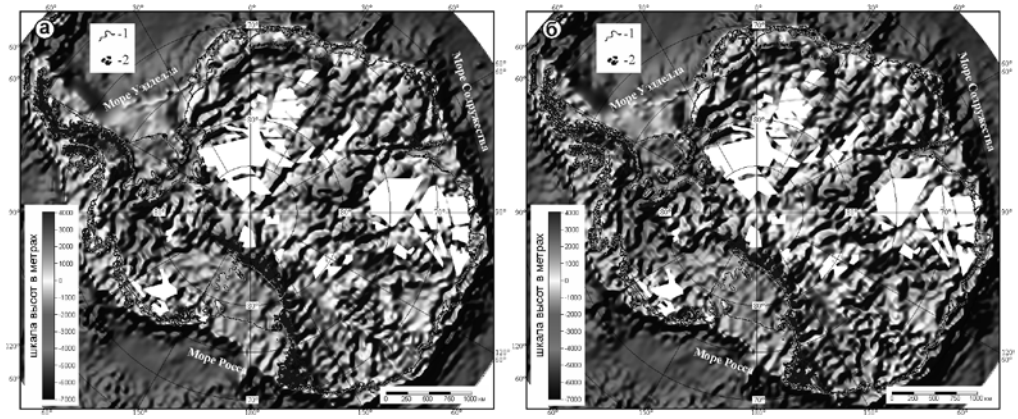



Рис. 2. Поливершинная (а) и полибазисная (б) подлёдные поверхности Антарктиды: 1- береговая линия и границы шельфовых ледников; 2- горные выходы.

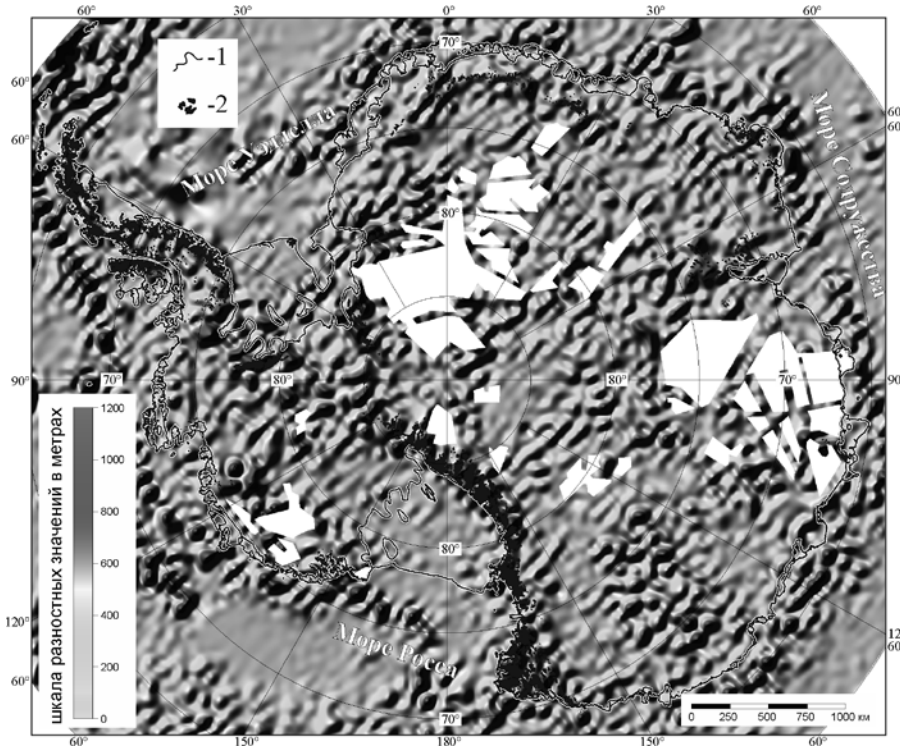



Рис. 3. Карта разности поливершинной и полибазисной поверхностей Антарктиды 1- береговая линия и границы шельфовых ледников; 2- горные выходы.

Литература

1. Саватюгин Л.М., Преображенская М.А. Российские исследования в Антарктике. С. Петербург: Гидрометеоиздат, том 1, 1999. 360 с.

2. Атлас Антарктики. Москва-Ленинград: ГУГК, т. 1, 1966. 238 с.

3. Капица А.П. Подлёдный рельеф Антарктиды. М.: «Наука», 1968. 100 с.

4. Lythe M.B., Vaughan D.G. and the BEDMAP Consortium. BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica. // JGR, 2002. V. 106, No. B6, P. 11335–11351.

5. Lythe M.B., Vaughan D.G. and the BEDMAP Consortium. BEDMAP- bed topography of the Antarctic, 1:10 000 scale map. BAS (Misc) 9. Cambridge: British Antarctic Survey, 2000.

6. Fretwell P., Pritchard H.D., Vaughan D.G., Bamber J.L., Barrand N.E., Bell R., Bianchi C., Bingham R.G., et al. Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica // Cryosph. 2013. V. 7, P. 375–393.

7. Атлас Океанов. Антарктика. ред. В.И. Куроедов, Главное Управление навигации и океанографии Мин. Обороны РФ, СПб, 2005, 280 с.

8. Геоморфологический атлас Антарктиды. Санкт-Петербург: ЗАО «Карта», 2011. 256 с.

9. Попов С.В. Орографическая карта Антарктиды (на основе материалов проекта BEDMAP2) и принципы её составления / Всероссийская конференция VII Щукинские чтения: «Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике», г. Москва, 18–21 мая 2015 г., С. 489–492.

10. Попов С.В. Ландшафт каменной поверхности Антарктиды (по данным международного проекта BEDMAP2) – Геоморфология и картография: материалы XXXIII Пленума геоморфологической комиссии РАН, Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 2013, С. 230–234.

11. Попов С.В. Гипсографическая кривая подледно-подводной поверхности Земли // Геоморфология, 2015. № 4, С. 85–90. doi:10.15356/0435-4281-2015-4-85-90

12. Марков К.К. Основные проблемы геоморфологии. Москва: Географгиз, 1948. 344 с.

13. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Евразии. Иркутск: Изд-во Иркутского гос. ун-та, 2002. 494 с.

14. Ласточкин А.Н. Субгляциальная геоморфология Антарктики. Теория, методика и результаты. Том 1. Общие геоморфологические исследования. Санкт-Петербург: Изд-во СПбГУ, 2006. 204 с.

15. Ласточкин А.Н. Субгляциальная геоморфология Антарктики. Теория, методика и результаты. Том 2. Специальные геоморфологические исследования. Санкт-Петербург: Изд-во СПбГУ, 2007. 244 с.

# РАЗВИТИЕ АККУМУЛЯТИВНЫХ БЕРЕГОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЧЕРНОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

*Поротов А.В., Каплин П.А., Мысливец В.И.*
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, alexey-porotov@ya.ru; myslivets@yandex.ru

# THE NORTH-EAST PART OF THE BLACK SEA SHORE ACCUMULATIVE COASTS DEVELOPMENT IN THE LATE HOLOCENE

*Porotov A.V., Kaplin P.A., Myslivets V.I.*
Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, alexey-porotov@ya.ru; myslivets@yandex.ru

Азово-Черноморское побережье характеризуется широким развитием аккумулятивных форм, которые по своему типу относятся к абразионно-аккумулятивным образованиям. Сочетание участков берега с различной устойчивостью коренных пород к абразии и чередование структурно-тектонических поднятий с эрозионно-тектоническими депрессиями предопределили относительную сложность контура береговой линии и, как следствие, широкое развитие абразионно-аккумулятивных береговых систем. На основании проведенных исследований на побережье Керченского пролива было высказано предположение о том, на современном этапе развития подобные аккумулятивные образования являются отмирающими формами, а наблюдаемый их современный размыв связан с замедлением темпов подъема уровня моря и последовательным сокращением или полным прекращением питания аккумулятивных образований наносами [1]. В основе этой схемы положено представление о возникновении и эволюции аккумулятивных форм этого района в рамках одного трансгрессивного цикла, характеризующегося общим замедлением темпов трансгрессии в течение последних 6,0 тыс. лет. Наряду с этим исследования строения рельефа и прибрежных отложений на побережье Черного моря [2-4] показали, что в своем развитии рельеф прибрежной полосы прошел через несколько последовательных этапов, определявшихся изменениями уровня моря, каждый из которых сопровождался изменениями в условиях поступления наносами, выработкой профиля равновесия.

С неравномерным ходом трансгрессии Черного моря в позднем голоцене связана одна из региональных особенностей в эволюции береговой зоны, нашедшая свое отражение в последовательности возникновения нескольких генераций аккумулятивных форм, однотипных в морфогенетическом отношении, но располагающихся на различных гипсометрических уровнях. Несмотря на то, что прослеживается определенная однотипность в возникновении и эволюции абразионно-аккумулятивных систем в рамках одного трансгрессивно-

регрессивного цикла, локальный комплекс геолого-геоморфологических условий определял индивидуальные особенности в динамике каждой конкретной абразионно-аккумулятивной системы и, тем самым, своеобразие ее эволюции.

Особый интерес представляют реконструкции развития аккумулятивных берегов в ходе последнего трансгрессивного цикла, охватывающего последние 1,5 тыс. лет (т.н. нимфейскую стадию новочерноморской трансгрессии Черного моря [5]). Возрастание темпов поднятия уровня моря определило активизацию абразионных процессов и перестройку планового положения береговой линии предшествующей фазы. Изучение строения аккумулятивных берегов Черноморского побережья показывает существование этапа размыва в начальный период нимфейской трансгрессивной фазы. Амплитуда суммарного повышения уровня моря (за счет наложения эвстатического подъема и неотектонического прогибания прибрежной суши) в ходе нимфейской стадии составила 3,5-4,5 м. При средней продолжительности последней трансгрессивной фазы в 1,3-1,5 тыс. лет средняя скорость подъема уровня достигала 3,5 - 4 мм/год, что почти в 1,5 -2 раза превышает темпы повышения уровня Черного моря в прошлом столетии [6].

Для разработки палеогеографического обоснования прогноза развития аккумулятивных систем северо-восточного побережья Черного моря в условиях изменений темпов повышения уровня Мирового океана большой интерес представляет реконструкция их динамики в ходе абразионно-аккумулятивных циклов, определяемых малоамплитудными эвстатическими колебаниями уровня моря с периодами 0,8-1,2 тыс. лет. Проведенные исследования истории развития аккумулятивных форм основывались на результатах материалов биостратиграфического, геохронологического и литолого-фациального изучения прибрежных отложений на ряде участков северо-восточного побережья Черного моря (Камыш - Бурунской косы, кос Чушка и Тузла и Анапской пересыпи). Полученный материал по геохронологии толщи прибрежных отложений для побережья северо-восточного Причерноморья позволил существенно детализировать представления об эволюции аккумулятивных образований этого района в условиях изменений уровня моря в позднем голоцене.

На северо-восточном побережье Черного моря в зависимости от местных условий (геолого-геоморфологического строения прибрежной полосы и бюджета наносов) абразионно-аккумулятивные системы в ходе очередной трансгрессивной фазы на участках дефицита наносов испытывали устойчивый размыв и смещение в сторону суши (например, коса Тузла, Бугазская пересыпь, Маркитанская банка). В условиях положительного бюджета наносов, несмотря на подъем уровня, происходило их активное выдвижение в сторону моря (коса Чушка, Витязевская пересыь, Камыш-Бурунская коса). Обобщение данных по развитию абразионно-аккумулятивных береговых систем в позднем голоцене позволило расширить палеогеографическую основу для обоснования прогнозных схем их динамики в условиях повышения уровня океана. Динамика абразионно-аккумулятивных систем определяется различными взаимоотношениями

темпов изменения уровня и количеством поступающих в береговую зону наносов. Изучение прибрежных отложений показывает, что в период замедления трансгрессии (последние 6,0 тыс. лет) наиболее активно проявилось влияние таких факторов, как количество поступавших наносов и неотектонические движения.

Несмотря на то, что вопрос о существовании внутри нимфейской стадии самостоятельных трансгрессивно-регрессивных подфаз остается дискуссионным, тем не менее материалы изучения морфологического строения ряда участков аккумулятивного побережья Черного моря свидетельствуют о перерывах в протекании абразионно-аккумулятивных процессов береговой зоны [3]. Одной из вероятных причин изменения в структуре береговых процессов могли быть изменения штормовой активности, отражавшие климатическую ритмику голоцена. Эти фазы нашли свое отражение в возникновении нескольких генераций береговых валов, часто несогласно причленяющихся одна к другой и устанавливаемых в пределах большинства аккумулятивных участков.

Результаты изучения картографических и геологических материалов, а также проведенные геоморфологические и археолого-палеогеографические исследования позволяют сделать следующие выводы. В строении рельефа и прибрежно-морских отложений северо-восточного побережья Черного моря отчетливо выражены следы ритмичности, отражающие прерывистый ход развития голоценовой трансгрессии, которые выявлены в ходе исследований аккумулятивных образований, расположенных в контрастных структурно-тектонических районах.

Неравномерный, ускоренно-замедленный ход трансгрессии нашел свое отражение в стадийности развития береговых террас, образуемых несколькими генерациями береговых валов. При этом отмечается хорошее согласование во времени «трансгрессивных» и «регрессивных» этапов в развитии берега. Неравномерность в развитии трансгрессии и эволюции рельефа морского побережья рассматривается как результат короткопериодных климатических колебаний, которые определяли не только изменение темпов подъема уровня, но и весь комплекс факторов, определяющих поступление осадочного материала в береговую зону и его переработку волнениями и течениями, т.е. контролировали изменения бюджета наносов. На амплитуду и продолжительность короткопериодных колебаний уровня моря, определяемых изменениями водного баланса Черноморского бассейна, существенное влияние оказало общее неотектоническое погружение побережья, определившее контрастные различия в степени проявления различных трансгрессивно-регрессивных ритмов. Выделяемая ритмичность в морфо-седиментационном развитии аккумулятивных участков Черноморского побережья характеризуется синхронностью общеклиматических изменений позднего голоцена и этапами в развитии рельефа береговой зоны на побережьях Средиземноморского и Атлантического побережий Европы.

Формирование каждой генерации береговых валов совпадает с периодом относительного повышения уровня моря и относительно пониженной штормовой

активности. Промежуточные периоды характеризуются относительным понижением уровня моря, повышением штормовой активности и сокращением поступления наносов в береговую зону, что способствовало преобладанию процессов размыва. Подобные периоды отмечены серией древних зон размыва, выступающих в качестве границ между последовательными генерациями береговых валов. Периоды преобладания аккумулятивного режима в развитии берегов охватывают несколько столетий и значительно превосходят по продолжительности периоды преобладания размыва берегов, которые совпадают с более короткими эпизодами похолоданий климата. При этом отмечается хорошее согласование во времени «трансгрессивных» и «регрессивных» этапов для различных морфогенетических типов аккумулятивных берегов.

При рассмотрении динамики береговой зоны в масштабе столетий при относительно малых амплитудах изменений уровня моря существенно возрастает роль внутривековых и межвековых изменений штормовой активности и нагонных повышений уровня, а также анализ последствий экстремальных штормовых воздействий. Последствия таких воздействий сохраняются на протяжении многих лет, а их морфодинамический эффект существенно превосходит эффект от подъема уровня за эти промежутки времени.

Исторические материалы, а также результаты геохронологического изучения возраста формирования позднеголоценовых генераций дюнных массивов и береговых валов на побережье северо-восточного Причерноморья свидетельствуют о значительных колебаниях штормовой активности на протяжении позднего голоцена. Один из последних эпизодов повышенной штормовой активности относится к периоду похолодания климата в XVI-XVIII вв., находящему отражение в архивных картографических материалах [7] и многочисленных датировках молодых генераций береговых валов.

Результаты реконструкции развития береговой зоны северо-восточного побережья Черного моря в позднем голоцене показывает, что направление их морфодинамического развития в условиях подъема уровня в первую очередь определяется соотношением темпов подъема уровня и бюджетом наносов в береговой зоне. При этом, как показывают результаты модельных исследований (Леонтьев, 2001), изменение темпов повышения уровня оказывает существенное влияние на развитие берегов лишь в условиях сбалансированного бюджета наносов. В этих условиях изменение (возрастание) темпов подъема уровня моря способно радикально изменить бюджет наносов и определить негативные тенденции в их развития. В условиях значительного дисбаланса бюджета наносов повышение уровня может либо определять темпы отступания берега (в условиях дефицита наносов), либо вообще не оказывать заметного влияния на поведение берега (в условиях избытка наносов, сопровождающегося активным нарастанием аккумулятивных участков).

Литература

1. Болдырев В.Л. Процессы отмирания аккумулятивных береговых форм на примере Керченского пролива // Тр. Института океанологии АН СССР, 1958. Т. 28. С. 43-56.

2. Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Изменение уровненного и гидрохимического режимов Черного и Азовского морей за последние 20 тысяч лет // Водные ресурсы. 1988. №6. С. 54-62.

3. Балабанов И.П. Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа. Владивосток: Дальнаука, 2009. 352 с.

4. Невесский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1967. 254с.

5. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия.-М.: Наука, 1978. 163 с.

6. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее / Севастополь: ЭКОСИ-геофизика, 2006. 210 с.

7. Каплин П.А., Пешков В.М., Поротов А.В. Влияние природных и техногенных факторов на развитие косы Тузла // Черноморский регион в условиях глобальных изменений климата. М.: Географический факультет МГУ, 2010. с.79-97.

## НОРМАЛЬНАЯ МОЩНОСТЬ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ СВИТ

*Постоленко Г.А.*
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, gpostol@yandex.ru

## NORMAL THICKNESS OF DIFFERENT AGES ALLUVIAL SUITES

*Postolenko G.A.*
Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, gpostol@yandex.ru

Установленные сущностные связи климата и флювиальной деятельности (в результате обобщения громадного материала по стратиграфии аллювия, строению долин, закономерностей размещения в них разновозрастных аллювиальных свит) дают возможность более пристально рассмотреть некоторые положения флювиальной геоморфологии, в том числе, и представление о нормальной мощности аллювия.

Разработанное исследователями [1-3] понятие «нормальной мощности аллювия» относится к аллювию современных днищ долин. Для определения нормальной мощности требуется знать величины максимального (или среднего уровня) паводка и уровень дна плесов, а, по М.Д. Эльянову, также и мощность аллювия ниже днища плесов. И, как следует из этой формулы, она применима лишь для определения мощности аллювия современных днищ долин, т.к. для древних долинных форм не могут быть в настоящее время установлены требуемые показатели. Этот показатель, фиксирующий изменения мощности аллювия

вдоль долин, обычно применяется при неотектонических и морфоструктурных исследованиях. Довольно высокая современная степень изученности долин позволяет взглянуть на проблему нормальной мощности и с других позиций.

В основе предлагаемого анализа лежат известные достижения четвертичной геологии, геоморфологии и палеогеографии. В первую очередь это то, что накопленный материал позволил судить об основных чертах долин, выявив закономерности их строения. Ещё в 1977 г. А.А. Асеев отмечал «удивительную близость главных этапов четвертичной истории речной сети разных бассейнов в совершенно разнородных в морфоструктурном и геотектоническом отношении регионов».

Строение долин характеризуется определенными чертами сходства. Основная черта – все долины к началу неоплейстоцена были примерно так же глубоки, как и современные долины. А наличие в современном рельефе долин только трех террас четвертичного возраста свидетельствует о том, что вертикальный интервал, занимаемый ими, обрабатывался флювиальным процессом неоднократно. Все остальные черты сходства в строении долин, в сущности, проистекают из этого главного.

Первое из них – *наличие погребенного аллювия.* И если сложное строение равнинных рек известно с 60-х годов прошлого века, со времени детальных инженерно-геологических работ на Русской равнине (Г.И. Горецкий, Г.В. Обидиентова и др.), съемочных работ в Западной и Восточной Сибири (Б.В. Мизеров с соавторами, С.А. Архипов, О.М. Адаменко, С.П. Горшков, Э.И. Равский и др.), то изученность горных долин оставалась низкой и составляла данные, характеризовавшие лишь разрозненную картину. В целом строение горных долин до недавнего времени рассматривалось упрощенно – наличие большого количества террас и их последовательное расположение по мере углубления долины, что и обозначалось их порядковой нумерацией. Наличие же фрагментов аллювия высокой мощности трактовались как тектонически обусловленные переуглубления. Теперь же в результате специализированных геоморфологических съемок, завершившихся детальными стратиграфически обоснованными [4] площадными реконструкциями древней долинной сети в горно-промышленных регионах Дальнего Востока, особенно в Яно-Колымском золотоносном поясе, получены представления о внутреннем строении долин четвертичного хронологического отрезка, мощностях аллювия разновозрастных эрозионных циклов и закономерностях его пространственного размещения в долинах по поперечному и продольному профилям (Постоленко, Джобадзе, Постоленко, Воскресенский и др, Лебедев, Венцкевич, Соловьев, Крылов и др]. Эти исследования с высокой степенью достоверности установили, что горные долины тоже построены сложно и имеют не только фрагменты переуглублений, а закономерно размещенный погребенный аллювий.

Вторая важная черта долин разных регионов и морфоструктурных обстановок - *погребенный аллювий принадлежит к одним и тем же эрозионным циклам.* Строение долин Русской Равнины: Камы, средней Волги, Дона, Днепра,

Днестра (Горецкий, Обидиентова, Холмовой) показывает, что на рубеже четвертичного периода долины были глубже современных, и ранне-неоплейстоценовый аллювий подстилает все аллювиальные свиты, сформировавшиеся позже. При этом средне-неоплейстоценовый аллювий также располагается ниже современного уреза и занимает вложенно-прислоненное положение по отношению в ранне-неоплейстоценовому. Верхне-неоплейстоценовый и голоценовый аллювий слагают выраженные в рельефе террасы и, как и в горных долинах, образуют 2 нижние последовательно расположенные террасы и днище, занимая относительные высоты 0 -20-30м. Горные долины к началу неоплейстоцена тоже были очень глубоки, хотя гипсометрический интервал характеризуется несколько иными показателями (об этом чуть позже).

Третье сходство – подобное *соотношение мощностей последовательных разновозрастных аллювиальных свит в самых разных долинах.* В геоморфологическом отношении она проявляется в том, что относительная роль аллювия каждого эрозионного цикла в поперечнике долин разных регионов примерно одинакова – погребены и не выражены в рельефе свиты раннего и среднего неоплейстоцена. В рельефе современных долин образуют цикловые террасы свиты первой половины среднего неоплейстоцена, обе свиты позднего неоплейстоцена и голоценовый аллювий днища. Иначе говоря, в лестнице террас имеются одни и те же хронологические разрывы.

*Различия* в строении долин наиболее ярко проявляются на межрегиональном уровне - прежде всего между равнинными и горными долинами. Они проявлены в количественных показателях, при сохранении общих черт строения, и весьма логично объясняются более сильным воздействием тектоники. В горных долинах погребенный аллювий, как и аллювий всех других свит, «разнесен» по вертикали. Кроме того, наиболее глубоко, ниже или равно с ложем голоценового, располагается ложе второй половины среднего неоплейстоцена, прорезавшего обе свиты раннего неоплейстоцена, лежащие в погребенном состоянии. Ложе погребенных свит лежит относительно выше, чем в равнинных реках. Несколько более высокими отметками высоты характеризуются и террасы позднего неоплейстоцена. Примечательно, что изгибы продольного профиля ложа аллювия, четко фиксируя местоположение локальных структур, обнаруживают разную степень деформации – больший изгиб отмечен у более древнего, что вполне логично, поскольку он более длительно подвергается изгибанию..

К примеру, строение хорошо изученных долин Средне-Русской возвышенности также укладывается в эти представления. Так, весь четвертичный вертикальный интервал составляет 70 м. Ложе ранне-неоплейстоценового аллювия располагается на относительной высоте 8 м, средне-неоплейстоценовый аллювий вложен в него, его ложе на относительной высоте 30 м, а верхне-неоплейстоценовый и голоценовый аллювий образуют террасы и занимают нижние 35 м.

Столь явное сходство в строении долин разных регионов Земли (Беспалый,1978) предполагают влияние фактора, имеющего всепланетарное распространение. Этот фактор – климат. На основе вывода о хронологической сопоставимости эрозионных циклов и климатических ритмов (Равский, Зубаков, Гричук и Постоленко) следует признать, что морфологический и седиментационный эффекты каждого эрозионного цикла – глубина вреза, ширина днища и мощность и масса накопленного аллювия – должны иметь собственные показатели и различаться весьма значительно. Как известно, длительность климатохронов четвертичного периода последовательно уменьшается. И, как показывают фактические данные, максимальные мощности аллювия в долинах и горных, и равнинных рек принадлежат раннему и среднему неоплейстоцену, а морфоседиментационные показатели, в том числе величина углубления долин в последний средне-неоплейстоценовый цикл сопоставима с суммарными показателями трех последующих (2-х верхне-неоплейстоценовых и голоценового). Ширина долин, а следовательно, и масса накопленного аллювия достаточно хорошо коррелируют со временем ритмического развития флювиального процесса в четвертичном периоде, т.е. с его *длением в каждом ритме.* При этом черты самого процесса определяются в то же время и свойствами ландшафтно-климатических показателей, индивидуальных для каждого климатохрона. Старинная геоморфологическая загадка несоответствия современных долин их современному водотоку может найти свое разрешение именно в ассимиляции долинами молодых циклов значительно более широких древних долин.

Обращаясь к проблеме *нормальной мощности аллювия*, неразработанности этого понятия для более древних, чем голоценовая пойма, долинных форм, можно с достаточной степенью уверенности говорить о том, что высокие мощности аллювия ранне- и средне-неоплейстоценовых эрозионных циклов представляют собой *нормальные* для них мощности. Другие, например, литологические характеристики аллювия (крупность, степень окатанности, минеральный состав, коэффициент устойчивости минерального состава) также хорошо увязываются с климатическими показателями (Судакова, Колосова, Ананьева), что может подтверждать вывод о нормальной мощности этих аллювиальных свит. К ним часто применяют термин «повышенные» мощности. Но они являются повышенными только в сравнении с более молодыми свитами. А их фрагментарная сохранность в долинах и отсутствие массовых данных по речному бассейну часто наталкивали на тектоническую интерпретацию, тогда, как они не являются показателями отрицательных новейших структур.

Важно отметить для определения нормальной мощности аллювия, что различия в ландшафтно-климатических характеристиках разновозрастных климатохронов влияют, по-видимому, на многие гидродинамические свойства потоков, в том числе и на моменты фазового перехода в деятельности речного потока. Переход от врезания к седиментации в разновозрастных эрозионных циклах происходит в разное время – в ритмах с более океаничным климатом он начинается

раньше, чем в более континентальных[5], хотя и в пределах той же (термоксеротической) климатической стадии. То же самое устанавливается и для одноименного ритма в долинах разных климатических зон. Так, в аридной зоне фаза врезания длится дольше, чем в гумидных условиях, и позже наступает фазовый переход к накоплению аллювия. Это может рассматриваться в двух аспектах – и как показатель различной длительности эрозионных фаз в разновозрастных циклах и как показатель зональности флювиального процесса. Этот вывод также должен учитываться при межрегиональных тектонических построениях – большая величина углубления долин в одноименном эрозионном цикле в более аридных условиях *не является показателем большей тектонической активности.* Еще С.В. Лютцау (1959) установил, что уступы террас днепровского типа превышают уступы одноименных террас печерского типа.

Определение нормальной мощности погребенного аллювия в силу плохой сохранности имеет свои сложности. В связи с этим значение приобретает анализ динамических фаз аллювия, предоставляющий возможность поэтапного прослеживания тектонической активности по хроностратиграфической вертикали и использоваться в целях межрегиональной сравнительной оценки метахронности зональных и провинциальных различий климато-ландшафтного воздействия.

Литература

1. Эльянов М.Д. Опыт изучения проявлений неотектоники в долине реки Индигирки геолого-геоморфоогическими методами // Материалы по геологии и полезным ископаемым Сев-Вост.СССР, 1958, вып.12. Магадан.

2. Шанцер Е.В. Типы аллювиальных отложений //Вопросы геологии антропогена. 1961.М., Изд-во АН СССР.

3. Карташов И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. М., Наука, 1972. 184 с.

4. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982). Магадан,1987, 242 с.

5. Гричук М.П., Постоленко Г.А. Врез рек, накопление и фациальный состав аллювия в связи с ритмичными изменениями климата в позднем кайнозое // Известия ВГО, 1982, т.114, вып.3. С. 215-220.

# СТАЦИОНАРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ПРОЦЕССАМИ МОРФО- И ЛИТОГЕНЕЗА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ (2009-2015 гг.)[15]

*Репкина Т.Ю., Ефимова Л.Е., Константинова Н.Г., Косевич Н.И., Шиловцева О.А., Шевченко Н.В.*
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, t-repkina@yandex.ru

# MONITORING OF THE PROCESSES OF MORPHO- AND LITHOGENESIS IN THE COASTAL ZONE OF KANDALAKSHA BAY OF THE WHITE SEA (2009-2015)

*Repkina T.Yu., Efimova L.E., Konstantinova N.G., Kosevich, N.I., Shilovzeva O.A., Shevchenko N.V.*
Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, t-repkina@yandex.ru

Стационарные наблюдения за процессами морфолитогенеза губ и заливов фиардово-шхерных берегов организованы на ББС МГУ (Ругозерская губа Кандалакшского залива Белого моря) в 2009 г. [1]. Выбор фиардово-шхерных берегов объектом детальных исследований определен их существенной протяженностью на арктических побережьях, своеобразием и малой изученностью морфолитогенеза таких берегов. Благодаря расчлененности береговой линии, дифференцированному постгляциальному поднятию побережья, ослабленному и неравномерному воздействию волнения важную роль в морфолитогенезе береговой зоны (БЗ) приобретают неволновые факторы (приливы, припайные льды, биота). Сопоставимость масштабов волновой и неволновой трансформации рельефа и осадков БЗ позволяет выявить механизмы их взаимодействия. Мозаичность обстановок дает возможность выбрать площадки наблюдений, различные по условиям морфолитогенеза, в непосредственной близости друг от друга, исключив, тем самым, климатическую и синоптическую неоднородность данных.

Наблюдения организованы на трех площадках, характеризующих типичные морфолитодинамические обстановки БЗ района: 1) на приглубом относительно открытом воздействию волн участке берега; 2) у слабо выпуклого перегиба береговой линии, образовавшегося в результате разгрузки потока наносов у поперечного к берегу выхода коренных пород; 3) на прямолинейном участке берега под практически отвесным скалистым уступом, определяющим высокую гидродинамическую активность в зоне прибойного потока (рис. 1).

Организация наблюдательной сети включала тахеометрическую, эхолотную, геоморфологическую и литологическую съемки с составлением соответствую-

[15] Работы поддерживались проектом РФФИ 13-05-324 и НИР «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования»

щих схем и профилей, создание сети неподвижных реперов. Реперы установлены вдоль контура площадок и на границах поперечных берегу полос шириной 1 м. Разметка выполнена с помощью металлических штырей, заглубленных в грунт на 1-1.5 м. Реперы привязаны с помощью GPS и тахеометрической съемки.

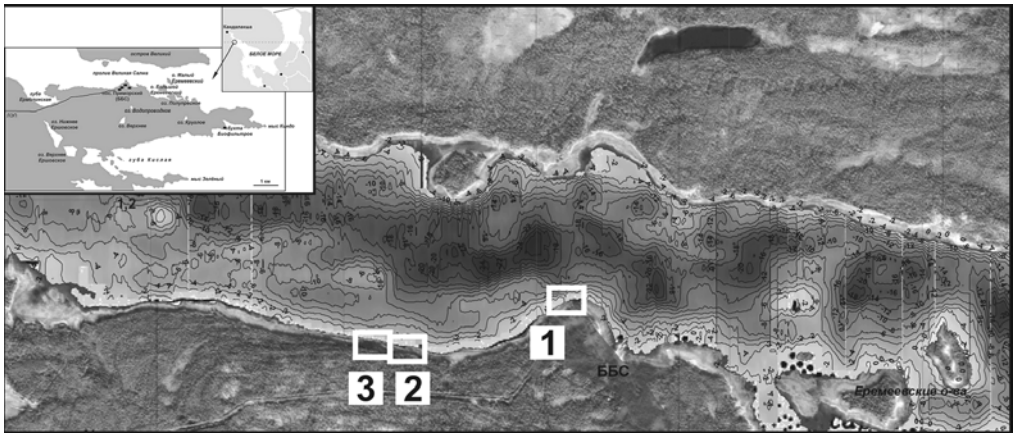



Рис. 1. Положение площадок стационарных наблюдений (ЦМР составлена А.В.Макаровым)

Комплекс работ содержит три блока методов, позволивших охарактеризовать процессы морфолитогенеза БЗ замерзающих приливных морей (волновые, приливно-отливные, ледовые и биогенные) в сезонных и межгодовых ритмах. Первый блок методов направлен **на оценку трансформации рельефа и осадков береговой зоны в волно-приливно**м поле в основные гидрологические сезоны и включает: 1) измерение межгодовых, сезонных и штормовых остаточных деформаций поверхности пляжа и приливной осушки; 2) оценку динамики гранулометрического состава наносов и определение мощности активного слоя по поперечному профилю берега; 3) измерение скоростей течений и мутности воды в приливном цикле по поперечному профилю берега (измерители ИСП с винтом 120 мм и Model 106). Полученные сведения о морфо- и литодинамике берега сопоставлены с режимом ветров (данные автоматической метеостанции – АМС ББС, измерения через 30 минут) и расчетными параметрами приливов (программа wxtide32). **Наблюдения за процессами ледового морфолитогенеза** выполнялись ежегодно в ледовый период в начале (конец января – начало февраля) и конце (март-апрель) зимы и после разрушения ледового покрова (конец мая – начало июня). В состав зимних работ входили: 1) описание морфологии ледового покрова и фиксация положения границ динамических зон припая и отдельных ледяных форм (ледяных шатров [2], гряд, стамух, уступов, приливных трещин и т.д.) с помощью GPS и измерений металлической мерной лентой от неподвижных реперов; 2) измерения мощности льда динамических

зон припая; 3) измерения скоростей подледных течений в приливном цикле; 4) определение состава и количества включений в ледовом и снежном покрове разных динамических зон припая; 5) сопоставление динамики ледового покрова по натурным наблюдениям и региональным ледовым картам (ЕСИМО) с гидрометеорологическими данными (АМС ББС, ГМС Ковда). **Разработана методика наблюдений за индивидуальными траекториями перемещением льдом валунов и глыб**, включающая [1]: 1) выбор объектов наблюдения - обломков с размерами по длинной оси от 0.2 до 3 м. 2) характеристику обломков: измерение их размеров, состава, окатанности, заглубления в грунт, степени обрастания биотой; расчет массы обломков по данным об их размерах и плотности пород. 3) фотографирование площадок и положения обломков, биоиндикационные наблюдения. 4) маркировку обломков устойчивой к воздействию воды и температуры краской. 5) ежегодные (конец мая - начало июня) измерение положения валунов металлической мерной лентой относительно трех и более неподвижных реперов. (среднеквадратическая ошибка не более 5 см). 6) контрольные измерения положения валунов (тахеометрическая съемка). 7) обработку результатов измерений в программных пакетах AutoCad, Poligon, Arc View, Arc GIS. 8) создание схем положения обломков и траекторий их смещений. Зимой 2015 г. для ежесуточной фиксации динамики ледового покрова использована фотоловушка Ltl Acorn 5310WMG (периодичность съемки - от 3 минут до 12 часов). **Комплекс наблюдений за биогенной трансформацией рельефа и осадков береговой зоны** охватывает наиболее яркие проявления биогенного морфолитогенеза: перенос обломков водорослями рода Fucus («фукусовый перенос»), формирование штормовых выбросов водорослей на пляже, воздействие на рельеф и осадки береговой зоны безвыборочных грунтоедов - многощетинковых червей (Arenicola marina (L.)). Для оценки объемов фукусового переноса в июне 2013 г. на каждой из площадок произведен массовый сбор «фукусовых парашютов» (водорослей с прикрепленными к ризоидам обломками), вынесенных с подводного берегового склона и мелководья. Собранный биогенный и каменный материал взвешен, определены размеры обломков. Аналогичные операции выполнялись ежегодно в пределах размеченных полос. Объемы биогенных штормовых выбросов (водорослевого мата) оценены в основные гидрологические сезоны путем его сбора и взвешивания. Оценка воздействия многощетинковых червей выполнена путем подсчета количества воронок и конусов, созданных пескожилами в процессе пищевой деятельности, измерения размеров этих неровностей, мощности и особенностей дифференциации наносов биотурбированного слоя в разрезах.

По итогам 6 лет наблюдений дана количественная оценка вклада волновых и неволновых факторов в морфолитогенез береговой зоны внутренних берегов заливов и проливов фиардово-шхерных побережий (табл. 1). Получены новые данные о механизмах и сезонной изменчивости этих процессов. Уточнены границы морфолитодинамических сезонов, выявлены особенности морфолитогенеза предзимнего периода. Оценены наносодвижущая роль волнения и приливов

над литоралью, соотношение контактного и бесконтактного обогащения припайных льдов по поперечному профилю берега. Выявлены основные механизмы и закономерности перемещения льдом валунов и глыб – «ядер концентрации» наносов, оценены объемы их аккумуляции, транзита и выноса. Зафиксированы эпизоды перемещения валунов припайными льдами, установлена их связь с гидрометеорологическими условиями и приливными колебаниями. Получены первые данные об объемах биогенной трансформации рельефа и осадков береговой зоны.

Волновая нагрузка на берега не велика и неравномерна по сезонам и год от года. Средняя скорость ветра за период наблюдений составила в районе ББС МГУ 2.2 м/с, максимальная –12.4 м/с, порывов ветра - 4.9 и 25.5 м/с соответственно. Во все сезоны преобладали ветры, дующие вдоль губы. Штормы обычно связаны с В и ЮВ ветрами, наиболее сильные штормы могут приходить от СЗ. Средняя месячная высота волн в кутовой части Кандалакшского залива в 1977-2006 гг. составляла 0.15-0.19 м, максимальная - 0.2-1.0 м (ЕСИМО). Интенсивность волновой нагрузки на берега и перемещения наносов в волно-приливном поле находит отражение в величинах деформаций поверхностей пляжей и приливных осушек, мощности активного слоя, строении разрезов. Эти параметры закономерно изменяются по поперечному профилю берега. *В зоне прибойного потока* (пляжи и бенчи) мощность наносов - 2-80 см; активного слоя - летом - 2-12 см, осенью - до 15-25 см, в предзимье за счет послойного промерзания наносов - 2-8 см. Межгодовые и сезонные остаточные деформации переменного знака составляют 3-10 см. *В верхней части приливной осушки* (бенчи) мощность наносов менее 30 см, активного слоя летом - 2-7 см, осенью - до 15 см, в предзимье – до 7 см. Наносы подстилает щебнисто-глыбовый или суглинистый перлювий. Преобладают обстановки перемыва и транзита (остаточные деформации до 10-12 см). *В нижней части приливной осушки*, в тени валунного пояса, мелко-тонкозернистые пляжевые пески на глубине 60-65 см подстилают обводненные гравийники. Мощность активного слоя летом - 10-12 см, осенью - до 15 см. В 2009-14 гг. сезонные и межгодовые деформации (2-10 см) были переменными. Зимой 2014-15 гг., вероятно в ходе шторма 09.01.2015, проходившего при не полностью установившемся плавучем припае, на всех площадках накопились пески (12-20 см). Деформации пляжей и приливных осушек при слабых и умеренных ветрах редко превышали 2-7 см. Следы сильных штормов отмечены в разрезах пляжей до глубин 60 см, а в нижней части осушки – до 40 см. Таким образом, практически весь чехол наносов в сильные штормы может быть переработан волнением. Вдоль контура и по поперечному профилю берега преобладают обстановки транзита и размыва. Аккумуляция происходит в нижней части осушки в волновой тени валунного пояса, а также на локальных участках зоны прибойного потока, преимущественно в волновой тени валунов и глыб. Полученные данные позволили в первом приближении оценить сезонные объемы перемещения наносов при преобладающем воздействии волнения (пелиты - галька) (табл. 1)

Приливы амплитудой 1.8-2.3 м – непрерывно действующий фактор динамики берега. Однако в верхней части БЗ скорости приливных течений малы, а ход приливного цикла искажен. В подледных условиях скорость приливных течений не превышала над осушкой 0.07 м/с, а над мористым склоном валунного пояса - 0.14 м/с. Мутность придонных вод (0.001-0.004 г/л) соответствует малой гидродинамической активности. В безледный период скорости суммарных придонных течений над осушкой в приливном цикле изменялись от 0.01 до 0.7 м/с, а мутность придонных вод – от 0.05 до 1.8 г/л. Зависимость скорости течения и мутности воды от фазы приливного цикла не выявлена. На величину взмучивания влияют экспозиция берега к волнению, сила ветра, состав наносов и строение ландшафтов в зоне разрушения волн. Содержание включений - донных осадков и свежих измельченных водорослей, максимально на мористом склоне валунного пояса. Над подводным береговым склоном (ПБС), где воздействие волн затухает, максимальная измеренная скорость течений составила 0.203 м/с (в придонном горизонте - 0.164 м/с). Мористее ПБС водная толща расслоена, скорости течений изменяются от 0.023 до 1.513 м/с в зависимости от фазы приливного цикла и глубины. Однако измеренные скорости придонных течений редко превышали 0.26 м/с – несрывающую скорость для частиц алевритовой размерности. Таким образом, приливные течения практически не затрагивают верхнюю часть БЗ, огибая мысы вдоль подножия ПБС. Бережнее ПБС приливные течения могут переносить подо льдом лишь тонкие наносы. В безледный период под действием ветра и приливов над осушкой и пляжем могут взмучиваться и перемещаться наносы вплоть до средних песков, а в сильные штормы - обломки гравийной и галечной размерности. Собственная роль приливных течений в транспорте наносов верхней части БЗ не велика, в то же время они определяют условия функционирования волнового, ледового, биогенного факторов, ослабляя или усиливая их воздействие.

В строение припая обособляется три зоны, различные по геоморфологическому положению, морфологии и динамике льда: плавучий, подвижный и неподвижный припай [2,3]. Мощность льдов плавучего припая - 40-50 см, за счет наслоенных и снежных льдов может достигать 70 см. Строение подвижного припая наиболее сложно благодаря «ледяным шатрам» - образующимся над валунами нагромождениям битого льда, скрепленным постоянно нагнетаемой в трещины и замерзающей приливной водой и другим ледяным формам [2]. Мощность льда на ровных участках - до 65-75 см, льдин шатров - до 1.5 м. Мощность неподвижного припая (подошвы припая) - 40-60 см. Роль припайных льдов сводится в районе наблюдений, в основном, к выносу и перераспределению в БЗ тонких наносов и крупных обломков. Потери наносов максимальны в зоне подвижного припая, где лед в отлив ложится на поверхность осушки. При этом в лед поступают преимущественно алевриты и тонко-мелкозернистые пески с включениями пелитов, большим количеством органической взвеси, мелкого детрита и обрывков водорослей. При разрушении припая весной и/или в глубокие оттепели неподвижный припай тает на месте, а большая часть льдов по-

движного припая уходит из БЗ. По результатам ежегодных измерений мутность льдов плавучего припая составляет над открытой акваторией 0.001-0.002 г/л, возрастая над валунным поясом на порядок (0.03-0.16 г/л). Близкие величины - 0.06-0.15 г/л характерны для мористой части подвижного припая, где лед практически не ложится на дно, а висит, опираясь на валуны. Здесь господствует бесконтактный (по [4]) механизм захвата, что подтверждается близкими значениями мутности подледных вод и льда. Увеличение содержания взвеси вблизи берега вызвано взмучиванием донных осадков волнами при замерзании льда в конце осени – начале зимы. Близкие значения концентрации взвеси имеют и придонные воды при среднем летнем волнении. Мутность льда верхних зон припая выше на несколько порядков, и, в целом, увеличивается вверх по профилю берега. В первом приближении удалось разделить материал, поступивший за счет замерзания насыщенных взвесью вод и контакта льда с поверхностью дна. Концентрация взвеси за счет бесконтактного механизма захвата возрастает в верхней части приливной осушки - основании пляжа (подвижный припай) до 0.25-1.81 г/л, а в зоне прибойного потока (неподвижный припай) – до 4-9 г/л. Контакт припайных льдов с поверхностью дна приводит к увеличению мутности льда на величину от нескольких раз до двух порядков. Состав включений соответствует донным осадкам (разнозернистые пески, реже – единичные гравий и галька, остатки водорослей и литоральной фауны). Максимальная суммарная концентрация таких включений во льдах подвижного припая - 17 г/л, неподвижного - около 50 г/л. Высока мутность донного льда и льдов начальных видов, образующихся на ранних фазах становления припая. На щебнисто-гравийной осушке мутность, в основном за счет контактного механизма обогащения, достигала 40 г/л, а на песчаных поверхностях - 9.4-837 г/л. Мощность слоя примерзших к подошве льда наносов в течение зимы составляет 1-2 см. Полученные значения близки к данным 2008-10 гг. [2]. Однако оценки объема выноса алевритов и песков могут быть увеличены на базе новых сведений о деятельности донного льда в начале и конце зимы (табл. 1). Гравий и галька встречаются в ледовых кернах реже, и объемы их переноса льдом не оценены.

Инструментальные и визуальные наблюдения за перемещением льдом крупных обломков - от мелких валунов до глыб (всего около 200 камней диаметром 0.2-3.0 м) позволили выявить следующие закономерности. Траектории движения валунов индивидуальны, но ориентированы, в основном, вниз по профилю БЗ и в направлении отливного течения. За 5 зим около 30% размеченных обломков не поменяли своего положения, около 50% смещались за сезон на 0.2-0.5 м, и лишь около 15% - на 1.5-30 м. При этом за две зимы (2013-14 и 2014-15 гг.) количество стабильных обломков сократилось с 46 до 30%. Таким образом, в течение 13-15 лет на приливной осушке в той или иной степени смещаются практически все валуны диаметром до 1.6 м. Наиболее активны обломки массой 0.05-0.5 т (диаметр 0.2-0.8 м). Чуть менее подвижны глыбы массой 1-5 т (0.8-1.6 м). Обломки весом 0.5-1 т смещались редко, а крупные глыбы массой более 5 т

оставались на месте. «Активность» обломков минимальна в зоне супралиторали и пляжа, где камни включены в лед неподвижного припая, и существенно возрастает на приливной осушке. В ее верхней части льдины подвижного припая, смещаясь во время приливов и отливов, могут волочить мелкие обломки, а у мористой границы валунного пояса – поворачивать глыбы. Вдоль контура берега активность смещения обломков возрастает, как и в куте Кандалакшского залива [3], на участке с наибольшими скоростями приливных течений на ПБС. Здесь же максимальна доля камней, вынесенных за пределы площадки. Устойчивая аккумуляция валунов приурочена к выпуклым перегибам мористого контура приливной осушки (площадка 2). Лед ежегодно приносит новые валуны, наращивая выступ берега. Объем принесенных за 2009-15 гг. валунов составил 5 м$^3$, а вынесенных - 38 м$^3$ на 1 км БЛ. При этом около 11 т камней вынесено весной 2011-12 гг., во время нагона, сопровождавшего разрушение припая. Лед приносит относительно небольшие (от 20 до 500 кг), а выносит более крупные (от 100 кг до 5 т) обломки. При небольших (табл. 1) объемах перемещения валунов и глыб, их перераспределение оказывает заметное воздействие на динамику берега за счет смещения «ядер аккумуляции», в тени которых формируются локальные пляжи и формы типа томболо.

Использование фотоловушки Ltl Acorn Ltl-5310 с дискретностью съемки 2 раза в сутки (фаза малой воды), установленной на площадке 1 (рис. 1) в феврале 2015 г., позволило зафиксировать три эпизода движения валунов (26 февраля, 10 марта, 17 апреля) и определить гидрометеорологические условия таких подвижек. Смещения происходят в ходе разрушении припая при температурах воздуха от +4 до -6$^o$ и ветрах, не всегда сильных, сонаправленных отливному или приливному течению. Такие обстановки могут сложиться и в ходе становления припая. В условиях района наблюдений смещения крупных валунов – результат действия относительно больших ледяных полей.

Многощетинковые черви (Arenicola marina (L.)) распространены на осушке с мощностью песков более 10 см. В ходе пищевой деятельности (в прилив), они формируют воронки и конусы диаметром до 10 см и глубиной первые сантиметры. По наблюдениям Н.М. Калякиной за один цикл взрослая особь перерабатывает и перемещает 19 г грунта на 16 см. При этом происходят биотурбация, увеличении пористости и дифференциация грунта (обогащении норок относительно крупными, а воронок - тонкими наносами), изменение микрорельефа БЗ, увеличение шероховатости поверхности, перемещение наносов, связывание грунта выбросами жизнедеятельности. Черви активны весь год при температуре воды –1.4 - 29$^o$. Частота дефекаций и численность особей снижаются зимой и возрастают летом. Численность червей на площадках изменялась от 6 до 92 особей на 1 метр БЛ. Мощность биотурбированного слоя - 12-14 (до 20) см. Данные наблюдений и сведений о жизненном цикле червей показали, что во все сезоны, кроме осеннего, их деятельность сопоставима с волновой (табл. 1).

Растительные сообщества из родов Fucus и Ascophyllum nodosum (ламинария) образуют на валунном поясе и валунных отмостках обширные заросли.

Они косвенно влияют на динамику БЗ, играя роль природного волнолома. Припай вокруг водорослей обогащен тонкой органической и неорганической взвесью, ассимилированной растениями из воды. Штормовые выбросы водорослей становятся частью наносов, а иногда образуют сплошные покровы – «водорослевые маты», защищающие пляж от волнового воздействия. Однако, по результатам измерений, объемы накопления водорослевого мата и переноса водорослями обломков («фукусового переноса») малы (табл. 1).

Сезонные ритмы морфолитогенеза БЗ района представляются следующими. В период осенних штормов ведущую роль в перемещение наносов и изменении морфологии БЗ играет волнение. Зимой при затухании волнового воздействия, рельеф и осадки верхней части БЗ трансформируют припайные льды и безвыборочные грунтоеды. Происходит перемешивание и перераспределение наносов вдоль берега и по его поперечному профилю с частичным выносом за пределы БЗ в глубокие оттепели. В конце зимы – при разрушении припая, максимальные объемы наносов перемещают льды. Преобладает вынос материала из БЗ. Весной, вместе с волновой деятельностью, активизируется поступление в верхнюю часть БЗ растительных остатков. Летом, в условиях малой интенсивности волнения и увеличения численности и пищевой активности «пескожилов», идет подготовка материала к выносу осенними штормами. При этом роль волновых и неволновых факторов сопоставима. Объемы биогенного и ледового транспорта наносов заметно изменяются год от года.

*Таблица 1*

*Объемы перемещения наносов на пляжах и приливных осушках в основные сезоны ($м^3$ с 1 км берега)*

| Факторы, агенты | Состав наносов | Сезоны | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | Весна (май-июнь) | Лето (июль-август) | Осень (сентябрь-ноябрь) | Зима (декабрь-апрель) |
| Волнение | пелит - галька | 500-1000 | 500-2500 | 1000-4500 | 300-1500 |
| Приливы | пелит - пески | ? | ? | ? | ? |
| Припайные льды | пелит - пески | 0 | 0 | 100-200(?) | 300-4200 |
| | гравий - галька | ? | ? | ? | ? |
| | валуны - глыбы | 4-15 | 0 | 0 | 0 |
| Водоросли (Fucus) | водорослевый мат | 4-20 (?) | 10-20 (?) | 5-12 (?) | 0 |
| | обрывки и детрит | 1-4 | 2-6 | 1-3 | 0 |
| | галька - валуны мелкие | 0.6-0.8 | 0.4-2 | 0.6-1 | 0 |
| Многощетинковые черви | пелит - галька мелкая | 150-200 | 1700-2400 | 1200-1400 | 1100-1300 |

Литература

1. Репкина Т.Ю., Шевченко Н.В., Косевич Н.И. Живые камни // Природа. 2013. № 2. С. 113-116.

2. Романенко Ф.А., Репкина Т.Ю., Ефимова Л.Е., Булочникова А.С. Динамика ледового покрова и особенности ледового переноса осадочного материала на приливных осушках Кандалакшского залива Белого моря // Океанология, 2012. Том 52. № 5. с. 1-12.

3. Чувардинский В.Г. Геолого-геоморфологическая деятельность припайных льдов (по исследованиям в Белом море) // Геоморфология. 1985. № 3. С. 70–77.

4. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М., Наука, 1994, 448 с.

## ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ РАЗЛИЧИЯ РАЗВИТИЯ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ И ФОРМ РЕЛЬЕФА В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ)

*Рыжов Ю.В., Голубцов В.А.*
Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия, ryv@irigs.irk.ru, tea_88@inbox.ru;

## SPATIAL-TEMPORAL DIFFERENCES OF EXOGENIC PROCESSES AND LANDFORMS DEVELOPMENT DURING LATE GLACIAL AND HOLOCENE (ON THE EXAMPLE OF WESTERN TRANSBAIKALIA)

*Ryzhov Yu.V., Golubtsov V.A.*
V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia, ryv@irigs.irk.ru

Изучение современных и древних экзогенных процессов в районах с резко-континентальным климатом в связи с природно-климатическими изменениями и антропогенным воздействием остается актуальной задачей. Смена ведущих рельефообразующих и рельефопреображающих процессов, неравномерность их протекания во времени и в пространстве, унаследованность, ритмичность, стадийность развития обусловили формирование современного рельефа. Большие пространственно-временные различия в интенсивности проявления экзогенных процессов диктуют необходимость более внимательного отношения к проблеме времени в геоморфологии и выявлению фаз активного развития, “дления”, стабилизации. Это требует комплексного подхода к проведению геоморфологических исследований и активного привлечения гидрологических, почвенных, ландшафтных, палеогеографических и археологических данных [1] с целью познания закономерностей и региональных особенностей развития рельефа и ландшафтов в целом. На данном этапе назрела необходимость широкого использования аналитических методов исследования (литологических, изотопно-

геохимических, биостратиграфических) при изучении рельефа и экзогенных процессов. При этом методы исследования современных и древних экзогенных процессов и рельефа существенно различаются. Если динамика современного рельефа изучается преимущественно с помощью полевых инструментальных, камеральных, смешанных [2, 3] методов, то при изучении древних экзогенных процессов широко используются стратиграфический, палеопедологический, археологический, геохронологические методы.

В 1992 г. Д.А. Тимофеев [4] предложил следующее понятие геоморфологического времени: "Геоморфологическое время - это фактор (условие) рельефообразования, выражающееся в числе, интенсивности, частоте повторяемости тех или иных событий (процессов), изменяющие те или иные морфологические и генетические черты рельефа". Далее он пишет: "Нам нужно научиться выделять (читать в рельефе) отрезки активной жизни форм рельефа, пассивного “дления” (используем термин В.И. Вернадского) и полного покоя".

Проблема времени в геоморфологии связана, во-первых, с изучением истории развития рельефа, выявлением эпох устойчивости (стабильности) участков земной поверхности, этапов активизации экзогенных процессов и очень коротких (в геологических масштабах времени) фаз резкого усиления темпов экзогенных процессов при проявлении экстремальных климатических явлений (ЭМЯ), сильных землетрясений, извержений вулканов и др., когда рельеф и спектр ведущих экзогенных процессов значительно меняется. Это могут быть этапы врезания рек и временных водотоков, ураганы, смерчи. В развитии форм рельефа и экзогенных процессов нет полного покоя и в этапы устойчивого развития. Снижаются темпы экзогенных процессов и при скоростях аккумуляции <0,3 мм/год в Прибайкалье и Забайкалье формируются разделенные на генетические горизонты (полноразвитые) почвы. Продолжительность почвообразования по нашим данным составляет 300-3500 лет [5]. Этапы педогенеза отражают стабилизацию рельефа на водораздельных пространствах, склонах, в днищах долин рек и временных водотоков. В Селенгинском среднегорье выделяется 9 периодов активизации экзогенных процессов и 8 этапов интенсивного почвообразования на протяжении последних 15 тыс. лет [6].

Во-вторых, проблема времени связана с цикличностью и ритмичностью в развитии форм рельефа и отложений. Цикличность и ритмичность выражена, например, в почвенно-седиментационных сериях. В многовековом (2000-летнем) ритме выделяют педогенную и морфолитогенную стадии. В среднем почвенная стадия имеет продолжительность около 1 250 лет, морфолитогенная – около 590 лет [7].

В развитии форм рельефа важным является выделение стадий развития, которые отличаются большими различиями в темпах и специфике экзогенных процессов. В исследовании стадий развития накоплен большой опыт и получены результаты, особенно для отрицательных форм рельефа. Примером может служить развитие оврага. Это стадии промоины - врезания оврага вершиной - выработки профиля равновесия - затухания [8], водороины (вымоины) - промо-

ины - оврага [9], стадии зарождения - активного роста - стабилизации или выработки профиля равновесия - затухания [10]. Значительно реже можно встретить в литературе характеристику стадий эрозионно-аккумулятивного цикла [11-12].

Важным является оценка интенсивности экзогенных процессов в прошлом, для целей прогноза. Исследования отложений склонов, речных долин в Прибайкалье и Забайкалье свидетельствуют, что в прошлом темпы экзогенных процессов в прошлом были сравнимы или превышали современные. Это касается эоловых и криогенных процессов, активно проявляющихся в эпохи похолоданий в позднем неоплейстоцене. Скорости аккумуляции аллювия, пролювия, делювия в конце позднего неоплейстоцена и в голоцене достигали 1-5 мм/год, что сопоставимо с темпами современных, ускоренных антропогенной деятельностью, экзогенных процессов. В отдельные периоды позднего неоплейстоцена и голоцена в некоторых водосборных бассейнах Западного Забайкалья существовала густая сеть оврагов, а фазы их врезания, заполнения, частичного или полного погребения сменяли друг друга. Сеть форм размыва унаследовано развивается, по крайней мере, с позднего неоплейстоцена. Это же касается и делювиальных процессов в условиях расчлененного рельефа и широкого распространения лессовидных отложений.

В-третьих, следует отметить различную реакцию разномасштабных и разновозрастных геоморфологическим систем на одни и те же изменения, что является отражением закона факторной относительности, выявленного Н.И. Маккавеевым для флювиальных процессов. Он проявляется в метахронности, гетерохронности, полихронности форм рельефа. В пространственном плане закон факторной относительности выражается в более быстром развитие склонов и долинной сети в отличие от пологих склонов водоразделов. Полихронность рельефа и процессов рельефообразования нами понимается как гетерохронность (различный относительный и абсолютный возраст участков геоморфологического пространства) и как множественность типов времени (элементарного, индивидуального, видового, эволюционного).

Актуальной и далекой от решения проблемой является также соотношение времени и продолжительности этапов развития рельефа склонов, овражно-балочной сети и речных долин. Первые результаты изучения разрезов отложений в бассейне р. Куйтунки свидетельствуют о различиях в количестве и продолжительности этапов почвообразования и осадконакопления в нижних частях склонов, днищ долин временных и постоянных водотоков в водосборных бассейнах.

Рассмотрим в качестве примера последовательность формирования отложений первой надпойменной террасы р. Тарбагатайки (Западное Забайкалье) (рис. 1). Выделяются два этапа врезания (4,0 и 3,4 тыс. кал. л.н.) и семь фаз осадконакопления (>7,0; 7,0-5,4; 5,4-4,0; 4,0-3,8; 3,8-3,4; 3,4-1,0; <1,0 тыс. кал. л.н.).

Подводя итоги, следует отметить следующее:

1. Формирование различных рельефа и развитие экзогенных процессов в позднеледниковье и голоцене происходило неравномерно в пространстве и времени. Более активное развитие и переформирование рельефа происходило на склонах, в долинах постоянных и временных водотоков.

2. Экзогенные процессы и осадконакопление развивались ритмично, что отчетливо выражено в разрезах отложений чередованием этапов развития экзогенных процессов и почвообразования. В Селенгинском среднегорье за последние 15 тыс. лет выделяется 9 периодов активизации различных ведущих экзогенных процессов и 8 этапов педогенеза

3. В развитии форм рельефа и экзогенных процессов за последние 15 тыс. кал. лет отмечается полихронность, связанная с различным откликом геосистем на глобальные, региональные и локальные природно-антропогенные изменения.

4. Выявлены этапы формирования склонов, долин временных и постоянных водотоков.

Литература:

1. Тимофеев Д.А. Пути разработки проблемы взаимодействия геосфер: размышления и предложения геоморфолога // Известия. РАН. Серия географическая. 1999. № 4. С. 14-21.

2. Методы полевых геоморфологических экспериментов в СССР. Москва, 1986.

3. Симонов Ю.Г. , Болысов С.И. Методы геоморфологических исследований: методолия. М., 2002. 191 с.

4. Тимофеев Д.А. Геоморфологическое время и пространственно-временные соотношения в рельефе земной поверхности // Известия. РАН. Серия географическая. 1992. № 4. С. 12-18.

5. Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В., Голубцов В.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Рященко Т.Г. Развитие эрозионно-аккумулятивных процессов в малых водосборных бассейнах Западного Забайкалья в позднеледниковье и голоцене // Геоморфология. 2015. № 3. С. 81-91.

6. Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Кобылкин Д.В., Снытко В.А. Новые данные об осадконакоплении и почвообразовании в Селенгинском среднегорье (Западное Забайкалье) в позднеледниковье и голоцене // Доклады академии наук. 2016. Т. 467. № 4. С. 368-372.

7. Сычева С.А. Ритмы почвообразования и осадконакопления в голоцене (сводка $^{14}$С-данных) // Почвоведение. 1999. № 6. С. 677-687.

8. Соболев С.С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними. М.,Л.:, 1948. Т. 1. 305 с.

9. Арманд, Д.Л. Классификация эрозионных форм и процессов // Вопросы методики почвенно-эрозионного картирования. М., 1972. С. 301-312.

10 Рысин, И.И. Овражная эрозия в Удмуртии. Ижевск, 1998. 276 с.

11. Рыжов Ю.В. Пространственно-временные закономерности формирования и развития оврагов на юге Восточной Сибири. Автореферат диссер. д-р геогр. наук. Томск, 2013. 42 с.

12. Сычева С.А. Эволюция балочной системы в климатическом ритме «оледенение-межледниковье- оледенение» // Геоморфология. 1997. № 2. С. 100-111.

# ВЛИЯНИЯ КОЛЕБАНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОСТИ И ОКЕАНИЧНОСТИ НА ИЗМЕНЕНИЯ АНОМАЛЬНЫХ ЯВЛЕНИЙ И ПРОЦЕССОВ НА ЮГЕ РОССИЙСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

*Скрыльник Г.П.*
Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, ФАНО РФ, Владивосток, Россия, skrylnik@tig.dvo.ru

# CONTINENTALITY AND OCEANITY FLUCTUATIONS INFLUENCES ON THE ANOMALOUS PHENOMENA AND PROCESSES CHANGES IN THE SOUTH OF THE RUSSIAN FAR EAST

*Skrylnik G.P.*
Pacific Geographical Institute FEB RAS, FANO RF, Vladivostok, Russia, skrylnik@tig.dvo.ru

Развитие геосистем (ГС) островной и окраинно-материковой суши Дальнего Востока (Тихоокеанского мегаэкотона) протекает под громадным, но противоречивым по своему характеру двойным влиянием континента и океана. Такое влияние, проявляющееся прямо или опосредованно, в наибольшей мере - через атмосферу, т.е. через своеобразные дальневосточные климаты [1]. Показательно, что Тихоокеанский мегаэкотон отличается от Атлантического более замкнутой системой общего круговорота атмосферной влаги – одного из главных источников ландшафтогенеза на суше. Так [2], около 72% влаги, которые получает Евразия из Тихого океана, возвращается обратно с речным стоком в этот бассейн; между тем как Атлантический океан с этого континента получает обратно лишь 22% своей влаги, а основная часть стекает в Северный Ледовитый океан.

«Континентальность» (К) и океаничность (О) нами принимаются как общие понятия [3] – степени воздействия на организацию ГС, соответственно, материка или океана.

«Для иллюстрации многоплановых отношений К и О, отождествляемых нами и соотносимых с противоположностями *инь* и *ян,* использована известная схема *Тай цзи ту* [4] (“Чертеж Великого предела”) (рис. 1).

Рис. 1.
Подпись в тексте

Здесь круг (как целостность) – это земной шар; комплексная физико-географическая оболочка (КФГО). Две равновеликие половины (как противоположности) – континент, континентальность и океан, океаничность. Разделяющая их изогнутая линия – возможность перехода одной половины в другую. Две точки на противоположных половинах круга - “зародышевое” состояние возможных трансформаций и взаимопроникновение полярностей.

Каждому типу К и О на Дальнем Востоке отвечает

свой спектр аномальных явлений (АЯ):

а) в области преобладающей континентальности характерны следующие АЯ - суховеи, пылевые смерчи, засухи, иссушение почвы и гибель растений, пожары, физическое (температурное) выветривание, морозобойное трещинообразование и трещины усыхания, курумообразование, камнепады, осыпи и т.д.;

б) в области преобладающей океаничности – тайфуны, шторма и штормовые нагоны, ливни, наводнения, сели, обвалы и оползни, эрозионные размывы, снежные лавины и другие.

Колебания подвижной границы между областями континентальности и океаничности вызывают в регионе направленные изменения их площадей. Одновременно происходят миграции и поочередные наложения связанных с ними ареалов континентальных и океанических аномальных явлений и процессов (АЯ и АП). При самом общем анализе прослеживается, что максимальные морфогенетические эффекты сопоставимых континентальных АЯ и АП отмечаются в океанических обстановках, а океанических – в континентальных условиях, фиксируемых по максимальному разнообразию в окраинно-материковой зоне их взаимопроникновения.

Показатели К и (или) О определяются соответствующими коэффициентами, рассчитанными по тематическим методикам. При этом общепринятой методики определения этих показателей не существует. В одной из наших ранних работ [5] были изложены результаты наших исследований зимней континентальности Дальнего Востока. В качестве меры, позволяющей определить ее степень и оценить положение Дальнего Востока на Азиатском материке, были выбраны соответствующие коэффициенты, величины которых рассчитывались по формулам Ю.Г. Симонова [6].

Области региональных обстановок преобладающей летней К в Приморье (по данным наших исследований и метеоданных по 92 станциям), оконтуриваются максимумами среднемесячных температур воздуха в его континентальной части (между государственной границей и водоразделом хр. Сихотэ-Алинь – например, м/ст Арсеньев; 1955 г.; 27,8$^0$С) - в июле-месяце, а преобладающей О (в пределах Япономорского мегаберега - м/ст Владивосток, порт; 1955 г.;26,1$^0$С) – в августе-месяце.

Ниже, мы предлагаем способы определения общей континентальности и океаничности на континентальном уровне в ходе анализа климограмм, построенных по показателям среднемесячных температур воздуха и атмосферных осадков по метеостанциям Дальнего Востока (всего по 455 м/ст).

Климограмма (климатограмма) принимается как графическое представление в системе прямоугольных координат годового хода среднемесячных температур воздуха (отложенных по оси ординат) и атмосферных осадков (по оси абсцисс); обозначенные точки, соединенные отрезками прямых, образуют замкнутый контур [3]. Дополнительно нами предлагается проводить на климограммах прямые линии, соединяющие наиболее удаленные точки. Эти линии принимаются как результирующие климограмм и, как следует из проведенного анализа всех

455 климограмм на Дальнем Востоке, по своему наклону свидетельствующие о принадлежности к континентальным обстановкам (при наклонах от вертикали менее $45^0$) или к океаническим условиям (при наклонах более $45^0$). При этом, длины выбранных таким образом результирующих обратно пропорциональны степени К или прямо пропорциональны степени О (чем меньше их длина, тем больше степень К и меньше степень О, и наоборот – чем больше их длина, тем меньше степень К и больше степень О). Такие закономерности, к сожалению, проявляются только на континентальном уровне (рис. 2). Здесь по климограммам можно определить принадлежность конкретных пунктов (Якутии, Монголии, запада Магаданской области и др.) к общей К, а другие территории к общей О (см. долготный отрезок - Приморье, Хабаровский край, а также Амурская, Читинская и Иркутская области).

Таким образом, характерное проявление К или О происходит в зависимости от расположения объектов на конкретных уровнях (глобальном и близкого к нему континентальном, региональном и близкого к нему локальном) организации КФГО.

Ниже приведены 2 климограммы (рис. 2), фиксирующие К и О на континентальном уровне) - соответственно, м/ст Оймякон (Якутия) и м/ст Арсеньев (Приморский край). В соответствии с уровнями К и О прослеживаются и показатели АЯ. Так, при максимальных значениях К и (или) О наблюдаются и наиболее интенсивные АЯ, но с относительно однообразным их спектром, а при минимальных – относительно менее интенсивные, но с разнообразными АЯ.

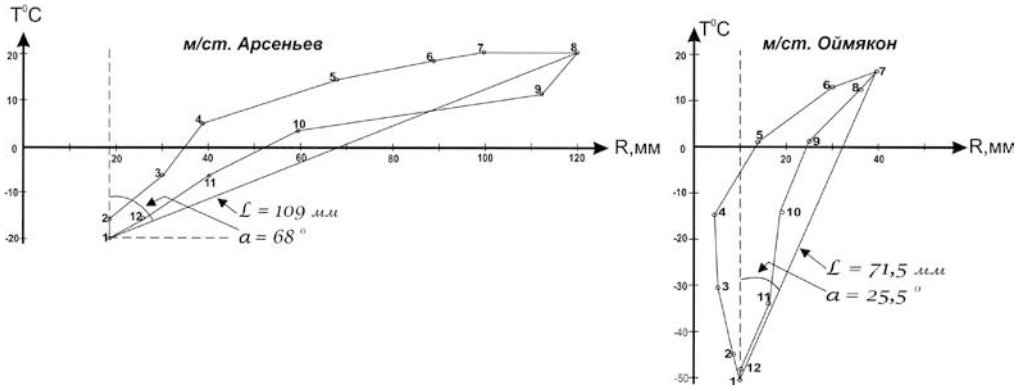



Рис. 2. Климограммы, фиксирующие К и О на континентальном уровне. *Условные обозначения:* £ - длина результирующей, мм; α – угол ее отклонения,$^0$ от вертикали.

Общая тенденция развития ГС Дальнего Востока в ближайшем будущем (меллоцене) находится в прямой связи с наметившимся и направлено усиливающимся возрастанием континентальности климата и регрессией моря [7]. Уже сейчас на восточной окраине Евроазиатского материка в ландшафтогенезе усиливается влияние зимней континентальности и относительно ослабева-

ющей океаничности (особенно явно со 2-й половины прошлого столетия). В связи с этим, на территории Охотоморского мегаберега - арене повсеместно ранее господствовавшего влияния океаничности, зарождаются новые и возрождаются древние курумы (как продукт континентального рельефообразующего влияния), где еще недавно они присутствовали только в реликтовых формах. Одновременно с этим возрастает число и интенсивность аномальных процессов в береговой зоне - возрастает повторяемость штормов и штормовых нагонов, а также размыв морских побережий и подводного берегового склона и т.п.; расширяется ареал черной березы (индикатора континентальности) к востоку – с Приамурья до главного водораздела хребта Сихотэ-Алинь [8].

В заключение можно констатировать, что:

1) в конкретном соотношении величин континентальности (К) и океаничности (О), по мнению автора, заложен процент вероятности зарождения и развития, соответственно, родственных аномальных процессов и, в частности, катастроф.

2) полоса активного взаимоналожения и взаимопроникновения континентальности и океаничности в настоящее время, подчеркиваемая пестрым чередованием противоположно «чуждых» по происхождению форм, процессов и образований (в гольцовой зоне среднегорий: курумообразования и мерзлотной сортировки грунтов - нивационных форм; по долинам горных рек: наледей - и дефляции с эоловым перемещением пыли и снега; и других), направленно смещается к востоку к береговой пограничной зоне.

3) максимально богатый спектр АЯ и АП отмечается в окраинно-материковой зоне и порождается здесь, по нашим данным, равным вкладом К и О. При этом общая интенсивность соответствующих АЯ и АП здесь средняя, но за счет их многообразия суммарный морфогенетический эффект по региону максимален.

4) в максимально напряженной полосе (мегаберега и островные территории) динамические характеристики типичных и аномальных процессов и явлений «сближаются», что повышает здесь вероятность кризисов и катастроф, понижающих устойчивое развитие территории, вплоть до полного разрушения ГС [9]. Тем не менее, устойчивое развитие природных объектов Дальнего Востока в современных обстановках пока сохраняется из-за еще достаточно высокого естественного потенциала ГС.

Литература

1. Скрыльник Г.П. Роль континентальности, океаничности и аномальных процессов в устойчивом развитии геосистем юга Дальнего Востока / Инженерная экология, 2015, 3(123). С. 29-41.

2. Котляков В.М., Кренке А.Н., Зверкова Н.М. Выступление на Гляциологической школе в г. Звенигороде 22-28 мая 1985 г.

3. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. -Л.: Гидрометеоиздат. 1974. 568 с.

4. Еремеев В.Е. Чертеж антропокосмоса. М.:АСМ. 1993. 384 с.

5. Скрыльник Г.П., Скрыльник Т.А. Характеристика континентальности Дальнего Востока // География и палеогеография климоморфогенеза. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1976. С. 46-51.

6. Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: изд-во Моск. ун-та. 1972. 252 с.

7. Никольская В.В. О естественных тенденциях развития физико-географических провинций юга Дальнего Востока. Новосибирск: Наука. 1974. 127 с.

8. Куренцова Г.Э. Естественные и антропогенные смены растительности Приморья и Южного Приамурья. Новосибирск: Наука. 1973. 231 с.

9. Короткий А.М., Коробов В.В., Скрыльник Г.П. Аномальные природные процессы и их влияние на состояние геосистем юга российского Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука. 2011. 265 с.

# ПОДЗЕМНЫЙ КАРСТ ЭВАПОРИТОВ И ПОГРЕБЕННЫЙ РЕЛЬЕФ КРОВЛИ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА РЕКИ АТАБАСКА, КАНАДА

*Филиппов А.Г.*
Karst Research Inc., Эйрдри, Альберта, Канада, andrei_filippov@hotmail.com

# SUBSURFACE EVAPORITE KARST AND BURIED RELIEF OF THE DEVONIAN ROOF IN AHTABASCA RIVER BASIN, CANADA

*Filippov A.G.*
Karst Research Inc., Airdrie, Alberta, Canada, andrei_filippov@hotmail.com

Атабаскское месторождение битумных песков провинции Альберта является крупнейшим по площадным размерам (600×300 км) и по запасам битумов в Канаде. Расположено оно на западе Североамериканской платформы, между выходами докембрия Канадского щита и предгорьями Скалистых гор (рис. 1).

Битумы приурочены к континентальным пескам нижнемеловой свиты Макмюррей (аптский ярус), залегающей со стратиграфическим перерывом и угловым несогласием на морских известняках и мергелях верхнего девона. Погребённый рельеф кровли девона в бассейне р. Атабаска сформировался под существенным влиянием карстовой экзотектоники, обусловленной проседаниями и провалами палеоповерхности вследствие масштабного развития соляного и гипсо-ангидритового эпигенного и гипогенного карста в нижезалегающих толщах среднего девона.

Рис. 1. Схема расположения исследуемой территории

Полоса закарстования эвапоритов, сопровождающаяся проседанием и обрушениями перекрывающих эвапориты морских карбонатных и карбонатно-терригенных отложений среднего и верхнего девона, терригенных – мела, протягивается вдоль меридионального отрезка реки Атабаска, к северу от г. Мак-Мюррей (рис. 2). Зона закарстования солей имеет ширину около 15-25 км, ангидритов – 10-20 км. Пласт галита мощностью около 200-250 м полого погружается на юго-запад, в сторону Скалистых гор. Голова пласта, с давних пор называемая "соляным эскарпом", протягивается в северо-северо-западном направлении.

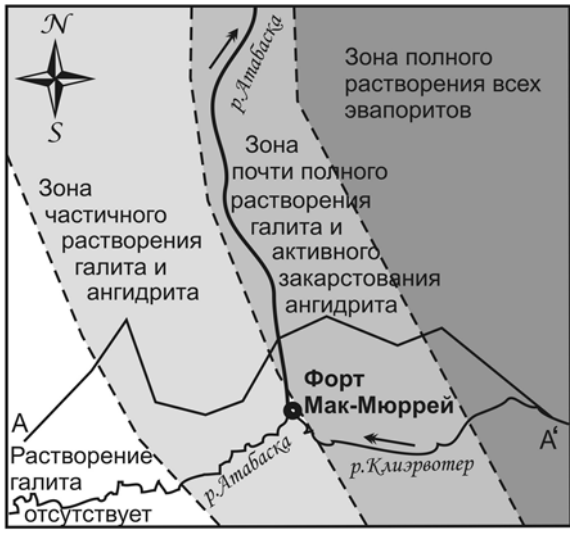



Рис. 2. Зоны растворения галита и ангидрита в девонской свите Prairie Evaporite, по [1]. Разрез по профилю А–А' на рис. 3

Ф. Хэйн с соавторами [2] охарактеризовали влияние растворения эвапоритов на деформацию более молодых девонских толщ и домеловое несогласие. Они описывали соляной эскарп как депрессию поверхности домелового несогласия северо-северо-западного – юго-юго-восточного простирания, которая соотносится с фронтом растворения внутри свиты Prairie Evaporite на глубине. Развитие глубинного эвапоритового карста привёло к провалам, маломасштабным деформациям, закарстованию более молодых карбонатных девонских толщ, формированию переуглублённого осадочного бассейна Битумаунт [2-6]. М. Гроуб [5], изучая распространение и мощности каменной соли в Западноканадском осадочном бассайне, констатировал, что прерывистое растворение галита привело к удалению соли, от частичного до полного, и обрушению вышележащих толщ. В ряде мест потеря соли обусловила возникновение провальных брекчий в вышележащих свитах.

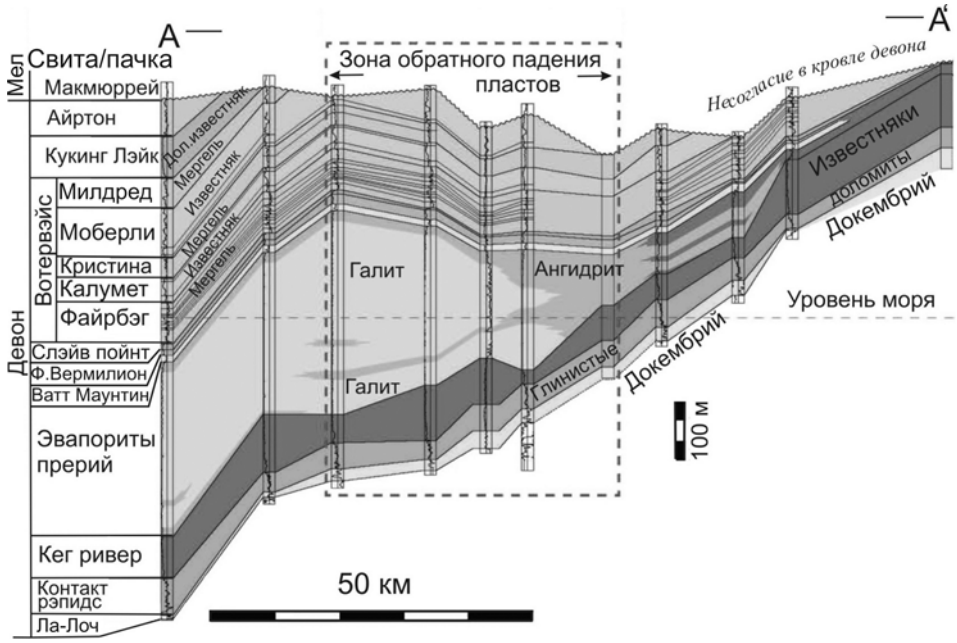



Рис. 3. Разрез девонских отложений с запада на восток, по [8]

М.А. Кэррижи построил первую контурную карту "домеловой эрозионной поверхности" [3]. Он предположил, что контур домелового несогласия параллелен кровле свиты Prairie Evaporite и этот контур явился результатом выноса "водорастворимых пород" из этой свиты. По данным Ф. Хэйн с соавторами [7], топографический рельеф в пределах домеловой поверхности изменяется в пределах 130 м, а главное углубление домелового несогласия совпадает с соляным эскарпом свиты Prairie Evaporite и грубо параллельно реке Атабаска. Самые древние терригенные осадки нижнемеловой свиты макмюррей приурочены к днищам крутосклонных речных долин [9] или накапливались в виде палеопочв и болот в низинах [2]. Преобладающий речной дренаж во время накопления макмюррейских отложений был направлен на северо-запад к открытому заливу раннемелового моря по руслам, врезанным в экспонированные на поверхности карбонатные и карбонатно-терригенные девонские породы [10].

Детальное площадное разбуривание территории показало, что интенсивное закарстование и провалы имели место до, в течение и после отложения макмюррейских отложений [11-12]. Рельеф подошвы меловых отложений изменяется от 150 м до 250 м над уровнем моря и амплитуда колебаний достигает 30 м между соседними скважинами, пробуренными по сетке 100×100 м [13]. Маркеры внутри девонской свиты Waterways демонстрируют, что сложная морфология подошвы меловых отложений обусловлена неравномерным проседанием внутри подстилающих девонских толщ, а не речной эрозией макмюррейского

времени. Взаимоотношение подсвит и пачек, а также изменения мощностей внутри нижне- и среднемакмюррейских подсвит показывают, что наиболее контрастные оседания имели место в течение второй фазы раннемакмюррейского времени, тогда, когда завершилось отложение аллювия первой пачки нижнемакмюррейской подсвиты, но до отложения осадков эстуария и краевых участков моря в среднемакмюррейское время. Неравномерные проседания в течение второй фазы нижнемакмюррейского времени произошли вдоль серии ограниченных разломами блоков размерами от нескольких сотен до нескольких тысяч метров в ширину и длину. Просадки и провалы во вторую фазу раннемакмюррейского времени достигали 80 м. Опускания рельефа, обусловленные выносом каменной соли в течение этой фазы, привели к развитию системы озёр и болот, аккумуляции флювиальных отложений [13].

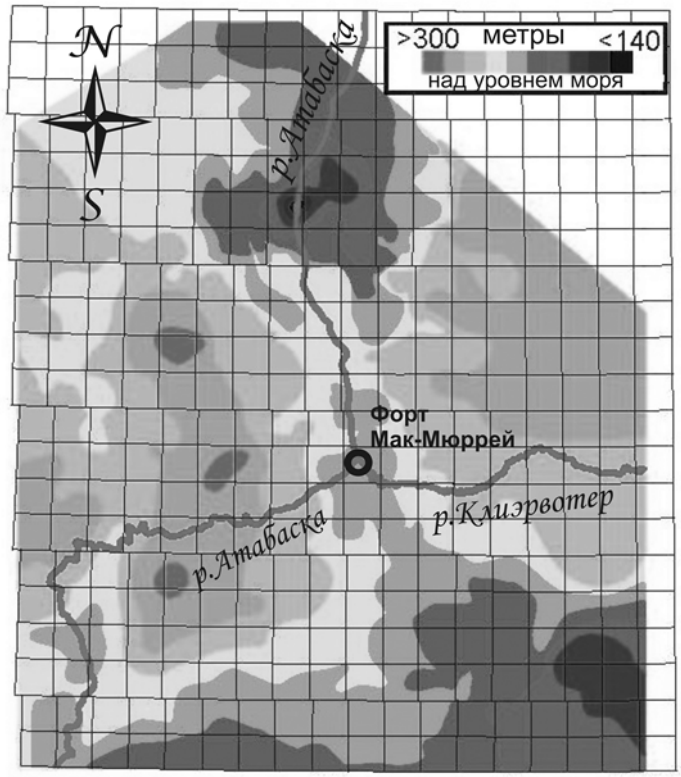



Рис. 4. Рельеф кровли девонских отложений, погребён-ный под меловыми терригенными толщами, по [7-8]

Литература

1. Schneider C.L., Grobe M. Regional cross-sections of Devonian stratigraphy in northeastern Alberta. AER/AGS Open File Report 2013-05. Edmonton, 2013. 31 p. URL <http://ags.aer.ca/publications/ OFR_2013_05.html> [июнь 2016].

2. Hein F.J., Cotterill D.K., Berhane H. An atlas of lithofacies of the McMurray Formation, Athabasca oil sands deposit, northeastern Alberta: surface and subsurface: Earth Science Report 2000-07. Edmonton: Alberta Geological Survey 2000. 217 p. URL <http://ags.aer.ca/publications/ESR_2000_07.html> [июнь 2016].

3. Carrigy M.A. Geology of the McMurray formation. Memoir 1. Part 3. Edmonton: Research Council of Alberta, 1959. 141 p. URL <http://ags.aer.ca/document/MEM/MEM_01.pdf> [июнь 2016].

4. Norris A.W. Devonian stratigraphy of northeastern Alberta and northwestern Saskatchewan. Geological Survey of Canada, Memoir 313. Ottawa: Roger Dunamel, 1963. 168 p. URL <http://geogratis.gc.ca/api/en/ nrcan-rncan/ess-sst/cc9d5599-316b-568a-b5ef-aef700caac02.html> [июнь 2016].

5. Grobe M. Distribution and thickness of salt within the Devonian Elk Point Group, Western Canada Sedimentary Basin. EUB/AGS Earth Sciences Report 2000-02. Edmonton: Alberta Energy and Utilities Board, 2000. 35 p. URL <http://ags.aer.ca/document/ESR/ESR_2000_02.pdf> [июнь 2016].

6. Schneider C.L. Effects of Prairie Formation Salt Dissolution on the overlying Waterways Formation in Northeastern Alberta // 2011 CSPG, CSEG, CWLS Convention, Calgary. 4 p. URL <http://cseg.ca/assets/ files/resources/abstracts/2011/143-Effects_of_Prairie_Formation_Salt_Dissolution.pdf> [июнь 2016].

7. Hein F.J., Langenberg C.W., Kidston C., Berhane H., Berezniuk T., Cotterill D.K. A comprehensive guide for facies characterization of the Athabasca Oil Sands, northeast Alberta. AEUB/AGS special report 13. 2001. 356 p. URL <http://ags.aer.ca/publications/SPE_013.html> [июнь 2016].

8. Schneider C.L., Mei S., Haug K., Grobe M. The Sub-Cretaceous unconformity and the Devonian subcrop in the Athanasca oil sands area. AER/AGS open file report 2014-07. Edmonton, 2014. 32 p. URL <http://ags.aer.ca/publications/OFR_2014_07.html> [июнь 2016].

9. Crerar E.E., Arnott R.W.C. Facies distribution and stratigraphic architecture of the Lower Cretaceous McMurray Formation, northeastern Alberta // Bull. Can. Petrol. Geol. 2007. V. 55. Pp. 99–124.

10. Leckie D.A., Bhattacharya J.P., Bloch J, Gilboy C.F., Norris B. Cretaceous Colorado/Alberta Group of the Western Canada sedimentary basin // Geological atlas of the Western Canada sedimentary basin. Calgary, 2008. Pp. 455–468. URL <http://www.cspg.org/documents/Publications/Atlas/geological/atlas_20_cretaceous _colorado-alberta_groups.pdf> [июнь 2016].

11. Stoakes F.A., Verhoef M., Mahood R. Multiphase solution removal of the Prairie Evaporite Formation in northeast Alberta (implications for the oil sands mining community). 2014 GeoConvention, Abstract. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, 2014. 2 p. URL <http://www.geoconvention.com/archives/ 2014/219_GC2014_Multiphase_solution_removal_of_the_Prairie_Evaporite_Formation.pdf> [июнь 2016].

12. Broughton P.L. Syndepositional architecture of the northern Athabasca Oil Sands Deposit, northeastern Alberta // Canadian Journal of Earth Sciences, 2015, 52(1): 21-50, doi: 10.1139/cjes-2014-0021.

13. Barton M.D., Porter I., Mahood R. Impact of the Prairie Evaporite dissolution collapse on McMurray stratigraphy and deposition patterns // 2014 GeoConvention: Focus. Calgary, 2014. 3 p. URL <http://www.geoconvention.com/archives/2014/234_GC2014_Impact_of_the_Prairie_Evaporite_dissolution_collapse_on_McMurray_strat.pdf> [июнь 2016].

# ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЛЬЕФА СТЕН И МОРФОЛОГИИ КАРСТОВЫХ ПЕЩЕР ПРИОЛЬХОНСКОГО ПЛАТО НА БАЙКАЛЕ

*Филиппов А.Г.*
Karst Research Inc., Эйрдри, Альберта, Канада, andrei_filippov@hotmail.com

# GENETIC INTERPRETATION OF THE WALLS' RELIEF AND MORPHOLOGY OF KARST CAVES ON PRIOLKHON PLATEAU, BAIKAL LAKE

*Filippov A.G.*
Karst Research Inc., Airdrie, Alberta, Canada, andrei_filippov@hotmail.com

Приольхонское плато на Байкале представляет собой уникальный участок древней поверхности денудации с многочисленными реликтами мел-палеогенового пенеплена. На протяжении почти всего XX-го столетия возраст слагающих его метаморфических толщ относили к архею, позднему архею-нижнему протерозою или, позднее, верхнему протерозою, однако с 90-х годов был получен ряд U-Th датировок, которые позволили отнести время гранулитового и эпидот-амфиболитового метаморфизма слагающих его первично-осадочных пород к раннему палеозою [1, 2].

Плато приподнято над акваторией Байкала на высоту 170-250 м, с юго-востока оно обрывается крутым сбросовым тектоническим уступом, продолжающимся под водой до глубин 1000 – 1300 м.

Карстующиеся породы в пределах плато представлены глубокометаморфизованными мраморами и кальцифирами, слагающими слои, пласты и пачки мощностью от сантиметров до 230 м, чередующимися с гнейсами, кристаллосланцами, кварцитами и амфиболитами. Метаморфические комплексы объединяются в три тектонических пластины северо-восточного простирания, осложнённые складчатостью и многочисленными разрывными нарушениями. Мраморы представлены доломитовыми, кальцитовыми и марганцовистыми разностями, характерно присутствие графита, форстерита, моноклинного пироксена, будин силикатных пород. Нередко мрамора прорваны силлами микрогранитов, дайками основного состава, батолитами субщелочных габброидов и интрузиями сиенитов и нефелиновых сиенитов. Широко распространены скарны различного состава.

В пределах плато и острова Ольхон обнаружены 15 карстовых пещер, вскрытых денудацией на склонах и, реже, плоских вершинах, а также сбросовыми тектоническими уступами и абразией водами Байкала.

Существуют различные точки зрения на генезис карстовых пещер Приольхонья. Так, Е.В. Трофимовой [3] такие пещеры, как Случайная, Большая и Малая Байдинские, Мечта, Ая, Рядовая, Вологодского, Октябрьская отнесены к

пещерам коррозионно-разрывного типа. Сам термин "пещеры коррозионно-разрывного типа" был предложен Ю.И. Берсеневым [4] для характеристики пещер, образовавшихся в "результате конденсационно-коррозионного и нивально-коррозионного моделирования разрывных нарушений различного генезиса". За основу им был взят термин "коррозионно-гравитационные пещеры" В.Н. Дублянского [5]; причиной изменения термина послужило желание включить в этот генетический тип не только трещинные пещеры, созданные гравитацией (трещины механической разгрузки), но и тектонические трещинные пещеры. В.Н. Попов и В.М. Филиппов [6] относили пещеру Мечта к коррозионно-гравитационному типу. Однако как морфология пещер Приольхонья, так и рельеф их стен и потолков однозначно свидетельствует об их коррозионном происхождении во фреатических условиях, а многие тектонические и гравитационные трещины возникли значительно позже самих полостей; они рассекают отмеченные выше карстовые пещеры и приводят к их разрушению, обилию обвальных масс.

В качестве примера так называемой "коррозионно-разрывной пещеры" Трофимова привела пещеру Случайную, опубликовав её продольный профиль в качестве типичного [3]. Однако, исходя из морфологии полости и рельефа потолка и стен (зал, имеющий в плане неправильную, но близкую к изометричной форму (рис. 1); наличие на потолке и стенах глубоких карманов выщелачивания с округлёнными, сглаженными контурами; глубокие карманы и ниши растворения в местах сочленения пола со стенами), пещера не является разрывным нарушением, а относится к коррозионным полостям, сформированным напорными водами во фреатических условиях. Об этом свидетельствуют также формы нанорельефа стенок вертикального входного колодца, покрытых асимметричными удлинёнными фасетками. К востоку от входного колодца на потолке расположен купол выщелачивания шириной 3 м, длиной 5 м и глубиной 1 м с очень сглаженными контурами. К западу от входного колодца потолок преимущественно обвальный; первичные коррозионные формы сохранились только на северной стенке.

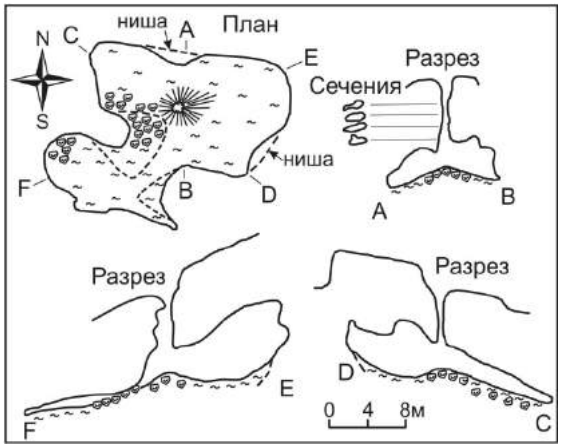



Рис. 1. План и разрезы пещеры Случайная

По мнению В.И. Беляка [7] пещера Мечта образовалась на участке концентрированного подземного стока и обнаруживает тесную коррелятивную связь с уступами террас местных дрен. Последнее умозаключение сделано на пустом месте, так как никаких "террас местных дрен" в окрестностях Мечты нет, и оно

остаётся полностью на совести автора.

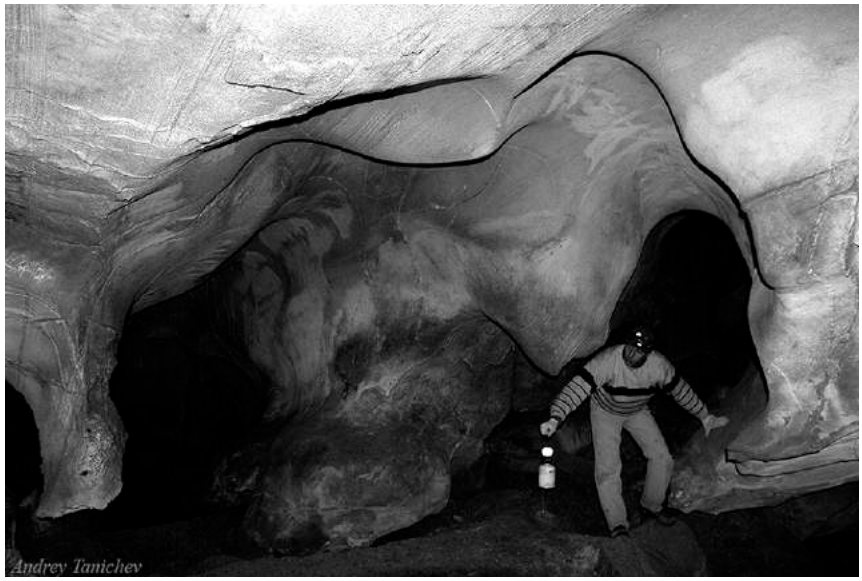



Рис. 2. Куполообразные потолки и подвески в пещере Ая. Фото А. Таничева

О.С. Гутарева [8], основываясь на наличии в пещерной системе Ая-Рядовая каналообразных ходов, резких сужений и расширений, округлых куполов и ниш в потолке и стенах, пришла к выводу, что, возможно, полость образована напорными термальными водами, что ранее предполагалось и мною [9]. Пещерная система Ая-Рядовая представляет собой сложный разветвлённый объёмный лабиринт. Характерными являются куполообразные потолки, колоколообразные и чашеобразные эллиптические коррозионные углубления в потолках, вложенные и совмещённые полусферические купола, подвески (рис. 2), чёткообразная форма ходов в плане. Вследствие древности пещеры, многие ходы заполнены рыхлыми отложениями и завалены глыбами. Есть все основания предполагать, что пещерная система простирается гораздо глубже доступной ныне её части, вплоть до уровня Байкала и ниже. Об этом свидетельствуют реликты пещерных ходов, полностью заполненные рыхлыми отложениями и вскрывающиеся сбросовыми уступами плато, а также многочисленные примеры слепых полостей, пустых и заполненных отложениями, вскрытых скважинами колонкового бурения в пределах Аинского карстового массива. В мраморах бухты Ая в береговых скалах на высоте 1-3 м над урезом воды встречаются фреатические трубообразные полости сечением до 20 см, стенки которых покрыты кавернами и карманами выщелачивания, инкрустированы щётками и изолированными зональными кристаллами аквального кальцита.

В пещере Мечта изредка наблюдаются полусферические чаши выщелачивания на стенах ходов, сформированных в условиях полного обводнения. На зна-

чительном протяжении первичный рельеф стен и потолка уничтожен обвальными процессами, а в галерее Метрополитен замаскирован мощными корами вторичных кальцитовых образований. В ходах Параллельном, Музыкальном и Летучих Мышей широко распространены ноздреватые, пористые, шероховатые, интенсивно выщелоченные поверхности стен, обязанные своим происхождением конденсационной коррозии. Пористость настолько велика, что порода продавливается пальцем с сухим хрустом до глубины 0,5-1 см. По данным изучения физико-механических свойств выщелоченной зоны, её мощность достигает 3-5 см и более, при эффективной пористости 15,9 % [6]. Конденсационная коррозия уничтожает первичный рельеф стен и потолков; последний сохраняется лишь под древними корами вторичных кальцитовых образований.

В Кораллитовом зале Большой Байдинской пещеры потолок сводчатый, в нём – купол выщелачивания – крупное эллипсообразное углубление диаметром 2,5×3,5 м, глубиной около 2 м. Стены и потолки Кораллитового зала покрыты мелкими фасетками течения диаметром 3-5 см, глубиной от нескольких миллиметров до 1,5 см, хорошо выраженными, но часто скрытыми корами более поздних кораллитов.

В привходовом гроте ("грот Хороших") стены и потолок, не затронутые обвальными процессами, также покрыты асимметричными фасетками течения.

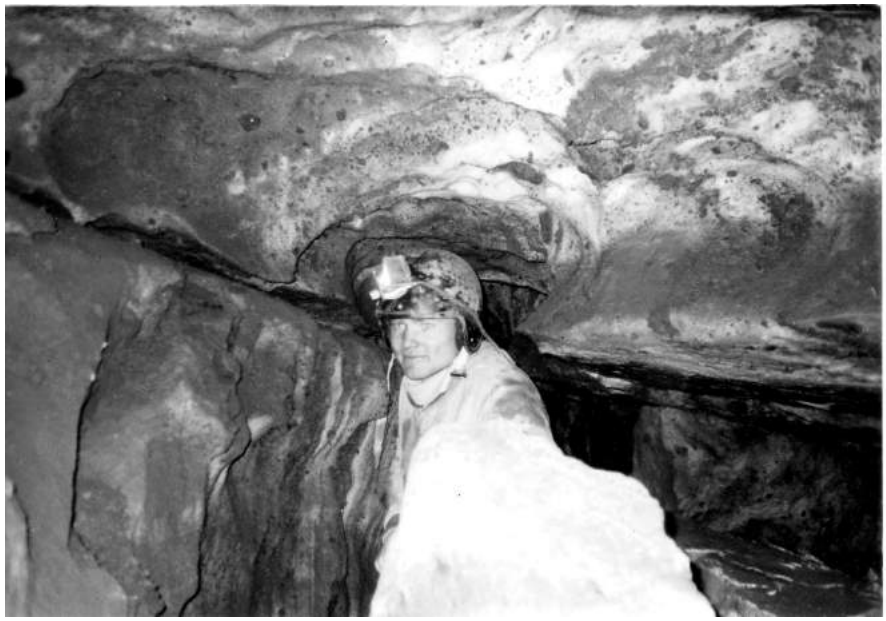


Рис. 3. Потолочный канал и фасетки выщелачивания в пещере Хурганской

В пещере Хурганской на потолке привходового грота встречаются полусферические чаши выщелачивания поперечником до 20×30 см, глубиной до 10 см.

Часты также мелкие фасетки поперечником 3×2 см, глубиной до 2,5 см и более крупные поперечником 5×4 см, глубиной до 3 см. В сохранившихся от обрушения частях наблюдаются потолочные каналы эллиптического сечения, осложнённые фасетками выщелачивания.

Пещера Октябрьская характризуется трубообразной формой субвертикальных ходов, эллиптической формой потолочных каналов.

Ряд признаков свидетельствует о формировании пещер за счёт растворения во фреатической зоне в напорных условиях. Диагностичными являются куполообразные потолки, стенные и потолочные карманы выщелачивания, потолочные чаши выщелачивания, подвески, полусферы и карманы выщелачивания на стенах, трубообразная форма субвертикальных каналов [10, 11]. О большой глубине заложения карстовых пещер Приольхонья (сотни метров) свидетельствует распространение полых карстовых каналов до уреза воды в Байкале в районе пещер Ая и Октябрьская (240 м). Фасетки течения, формирующиеся в условиях турбулентного течения воды, свидетельствуют об относительно быстром движении водного потока и высокодинамичной среде [12]. Очевидно, такие участки сформировались пространственно близко к местам разгрузки древних водоносных систем.

Литература

1. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 1. №5. С. 571-588.

2. Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P. et al. Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: northeastern segment. Irkutsk, IEC SB RAS, 2005. P. 5-76.

3. Трофимова Е.В. Пещеры Иркутского амфитеатра // География и природные ресурсы. № 2. 1997. С. 96-103.

4. Берсенев Ю.И. Карст Дальнего Востока. М.: Наука, 1989. 172 с.

5. Дублянский В.Н. Карстовые пещеры и шахты Горного Крыма. Л.: Наука, 1977. 183 с.

6. Попов В.Н., Филиппов В.М. Вещественный состав и физико-механические свойства карбонатных пород в пещерах Прибайкалья // Региональная гидрогеология и инженерная геология Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 126-130.

7. Беляк В.И. Новые данные о специфике развития подземного карста Сибири // Proceedings of the 6th International Congress of Speleology. Vol. 3. Praha, 1973. P. 13-17.

8. Гутарева О. Кайнозойский карст в Приольхонье (юго-западное побережье оз. Байкал) // Спелеология и карстология. №2. 2009. Симферополь. С. 77-82.

9. Filippov A. Cave geology of the Baikal Lake shore // Proceedings of the 10th International Congress of Speleology. Vol. 3. Budapest, 1990. P. 807-809.

10. Bretz J.H. Vadose and phreatic features of limestone caverns. The journal of geology. Chicago, 1942. V. 50. №6/2. P. 675-811.

11. Palmer A. Cave geology. Dayton, USA: Cave Books, 2007. 454 p.

12. Slabe T. Cave rocky relief and its speleogenetical significance. Ljubljana, 1995. 128 c.

# ГЛАВА 6
# ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ БЕЗОПАСНОСТЬ РЕКРЕАЦИОННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

*Абдуллаева И.В., Бредихин А.В.*
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, ilolina@rambler.ru, avbredikhin@yandex.com

## GEOMORPHOLOGICAL SAFETY OF RECREATION ACTIVITY IN KALININGRAD REGION

*Abdullaeva I.V., Bredikhin A.V.*
Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, ilolina@rambler.ru, avbredikhin@yandex.com

Курорты Калининградской области обладают неограниченными бальнеологическими ресурсами, множеством объектов природно- и культурно-познавательного туризма.

Для организации рекреационной деятельности необходимо учитывать природные факторы, которые влияют на её успешное развитие и функционирование. На этапах планирования и развития рекреации организаторам необходимо уделять особое внимание морфологическим характеристикам рельефа и динамическим условиям среды. Калининградская область, в особенности прибрежные территории, отличаются активной рекреационной деятельностью, а одновременно с этим и являются площадкой развития экзогенных геоморфологических процессов. Среди них можно отметить склоновые, а именно осыпи, обвалы, оползни, склоны отседания, дефлюкцию; эрозионные и эоловые процессы, а также абразию. Данные процессы могут быть вызваны как естественными условиями среды, так и искусственными (в связи рельефообразующей деятельностью человека).

Для любого типа природопользования существует ряд факторов, которые требуют учета и мониторинга при его планировании и функционировании. Данными факторами чаще всего выступают свойства рельефа, современные геоморфологические процессы и условия среды, определяющие геоморфологическую безопасность территории. Для определения условий рационального безрискового природопользования, прежде всего, необходима оценка геоморфологической безопасности территории для определенного вида природопользования. Следует поподробнее остановиться на рассмотрении связи рельефа и рекреационной деятельности как области рекреационно-геоморфологических рисков.

Существует множество определений понятия «риск», которые зависят от направления и целей исследования.

*Риск* – особенности какой-либо деятельности, при которой существует неопределенность в её результате, при обязательном условии того, что один из вариантов её исхода является негативным и пагубным для субъекта [1]. Риск – вероятность или величина ущерба. Он определяется в терминах, как последствие, так и вероятность (возможность) нежелательных исходов (опасных событий) [2]. Риски становятся реальными при определенном соотношении между формой рельефа в рассматриваемом регионе, характером и интенсивностью действия рельефообразующих процессов и состоянием условий формирования рельефа.

Противопоставляющим понятию «риск» является термин «безопасность».

*Безопасность* – состояние сложной системы, когда действие внешних и внутренних факторов не побуждает действий, считающихся отрицательными по отношению к данной сложной системе в соответствии с существующими потребностями, знаниями и представлениями сегодня [3]. *Геоморфологическая безопасность* – это состояние природно-хозяйственных систем, отражающее возможность их устойчивого (эффективного) функционирования с точки зрения свойств рельефа или не геоморфологических свойств территории [4].

Существует множество качественных и количественных методик оценки геоморфологических рисков и геоморфологической безопасности. Одним из наиболее удобных методов предоставления информации о безопасности рекреационной деятельности является оценка геоморфологической безопасности территории (ГБТ) в виде численного значения, которое можно получить благодаря расчету комплексного показателя ГБТ. Основная цель данной оценки – установить, где расположены наиболее благоприятные условия для бесконфликтного природопользования между геоморфологическими условиями (морфологией, динамикой рельефа), условиями среды и рекреационной деятельностью.

Помимо расчета безопасности данная методика позволяет оценивать риски, ранжировать районы между собой по степеням безопасности и проводить объективное сравнение. Внутренняя структура комплексного показателя при необходимости также может являться предметом анализа.

Методика расчета комплексного показателя ГБТ включает несколько операций:

1. Прежде всего, необходимо провести рекреационно-геоморфологическое районирование территории. «Рекреационно-геоморфологическое районирование заключается в выделении системы территориальных единиц – рекреационно-геоморфологических районов. Рекреационно-геоморфологическое районирование – это процесс выделения таксонов на основе общих принципов геоморфологического районирования, которые следует объединить в один – внутренней геоморфологической целостности (однородности или разнообразия) и дополнить его двумя другими принципами: 1) внутренних связей, 2) соотношения рекреационно-геоморфологической системы как ядра и рекреационно-

геоморфологического района как окружающей среды» [2]. Прибрежные территории Калининградской области были разделены на четыре крупных района: Зеленоградский (включающий себя территорию города и Куршскую косу до государственной границы), «Светлогорск-Пионерский» (вся протяженность северного побережья до мыса Таран на западе), Янтарный (м. Обзорный на юге и м. Таран на севере), Балтийский (протяженность побережья до государственной границы на Балтийской косе). Каждый из этих районов отличаются собственными преимущественными типами берегов и побережий, а также имеют различную развитость рекреационной деятельности.

2. Определение ряда факторов, значимых для рекреационного природопользования. А именно свойства рельефа (геоморфологические факторы) и свойства внешней среды (негеоморфологические факторы), последние, в свою очередь влияют на условия и динамику современного морфолитогенеза, а соответственно и на функционирование рекреационной деятельности. Так как данная методика не предусматривает экспертной оценки, все выбранные факторы должны иметь количественное значение, для дальнейшей подстановки в расчетные формулы. Были выбраны следующие факторы среди негеоморфологических: энергетические (среднемноголетнее волновое и ветровое воздействие), климатические (норма годовых осадков, температура воды), техногенные (протяженности застройки побережья, волноотбойных стенок и бун), антропогенные (численность населения). Среди геоморфологических: динамические (средняя современная динамика берега, площадь задернованности клифов, площадь склоновых процессов в пределах клифов), морфометрические средний угол наклона клифа, средняя высота клифа, ширина пляжа), морфологические (количество котловин выдувания и оврагов (шт/п.м)).

3. Далее проводится сбор данных о регионе (анализ материалов АФС, топографических и тематических карт, результаты полевых работ и предыдущих исследований).

4. Следующим шагом является приведение всех полученных данных о процессах, явлениях и свойствах рельефа к одной безразмерной шкале значений с помощью функции желательности Харрингтона:

- при желательном увеличении значения фактора для геоморфологической безопасности:

$$d=(2*(x_i*x_{max}))/(x_i^2+x_{max}^2),$$

- при желательном уменьшении значения фактора для геоморфологической безопасности:

$$d=(2*(x_i*x_{min}))/(x_i^2+x_{min}^2),$$

где d – значение фактора на безразмерной шкале, $x_i$ – данное значение фактора, $x_{max}$ – максимальное значение и $x_{min}$ –минимальное значение [5][6]. Данная функция принимает значения на интервале от 0 до 1 на безразмерной шкале, что позволяет в дальнейшем сравнивать факторы между собой. Каждому значению

фактора по функции желательности придается конкретный смысл. Если тот или иной фактор является благоприятным и безопасным для функционирования рекреационной деятельности, то на шкале он занимает наибольшее положение (обычно от 0,6 до 1), если фактор является неблагоприятным, то ему присваивается значение близкое к 0 (от 0 до 0,4) [6].

**IV** Последним этапом является расчет показателя ГБТ по следующей формуле:

$$\textbf{ГБТ}=((A_1+A_2+\ldots+A_n)/N_A)+((B_1+B_2+\ldots+B_n)/N_B),$$

где А – значения нормированных факторов свойств рельефа, В – значения нормированных негеоморфологических факторов, N – количество показателей геоморфологических и негеоморфологических факторов. В результате расчетов будет получено определенное численное значение для каждого района, которое в дальнейшем может быть использовано для анализа территории, выявления наиболее безопасных и менее безопасных районов, и нахождения путей решения для снижения существующих рисков.

Оценка показателя геоморфологической безопасности позволяет повысить эффективность планирования рекреационного природопользования, так как на начальном этапе перед организаторами уже будет стоять задача либо бороться с существующим ущербом или угрозой ущербов для повышения степени безопасности территории, либо отказаться от проектирования, в связи с большими экономическими убытками в будущем. Также комплексный показатель позволяет наиболее достоверно проводить сравнения между отдельными регионами.

В результате проведенной оценки получились следующие результаты (рис.1).

Наиболее небезопасным районом с показателем 0,91 является «Светлогорск-Пионерский», который отличается высокой активностью склоновых процессов на высоких (до 20 м) абразионных уступах, которые вплотную подходят к пляжам. На сегодняшний день проводятся укрепление нижних частей клифов габионными стенками, однако они не способны в полной степени защитить рекреационную зону. Для стабилизации клифов необходимо проводить работы по укреплению всей склоновой поверхности, например армирование склона, а также укрепление бровки клифа. Важно заметить, что наиболее популярным на сегодняшний день в туристическом плане является именно этот район, поэтому повышение геоморфологической безопасности прибрежных рекреационных систем первостепенная задача для организаторов данного вида деятельности.

Относительно низкую степень безопасности имеет район Янтарный с показателем 1,02. Низкий показатель обусловлен активным техногенным вмешательством в поступление наносов в береговую зону, из-за выносов песчаной пульпы Янтарного комбината. Общая современная среднегодовая динамика «янтарного» берега составляет -5,39 м/год [7]. В основном, такое значение обусловлено сильными размывами искусственно намытых территорий, а не коренного берега. Однако яркую деградацию берега можно наблюдать в районе

насосной станции Янтарного комбината, там урез воды уже подошел к самой стенке клифа.

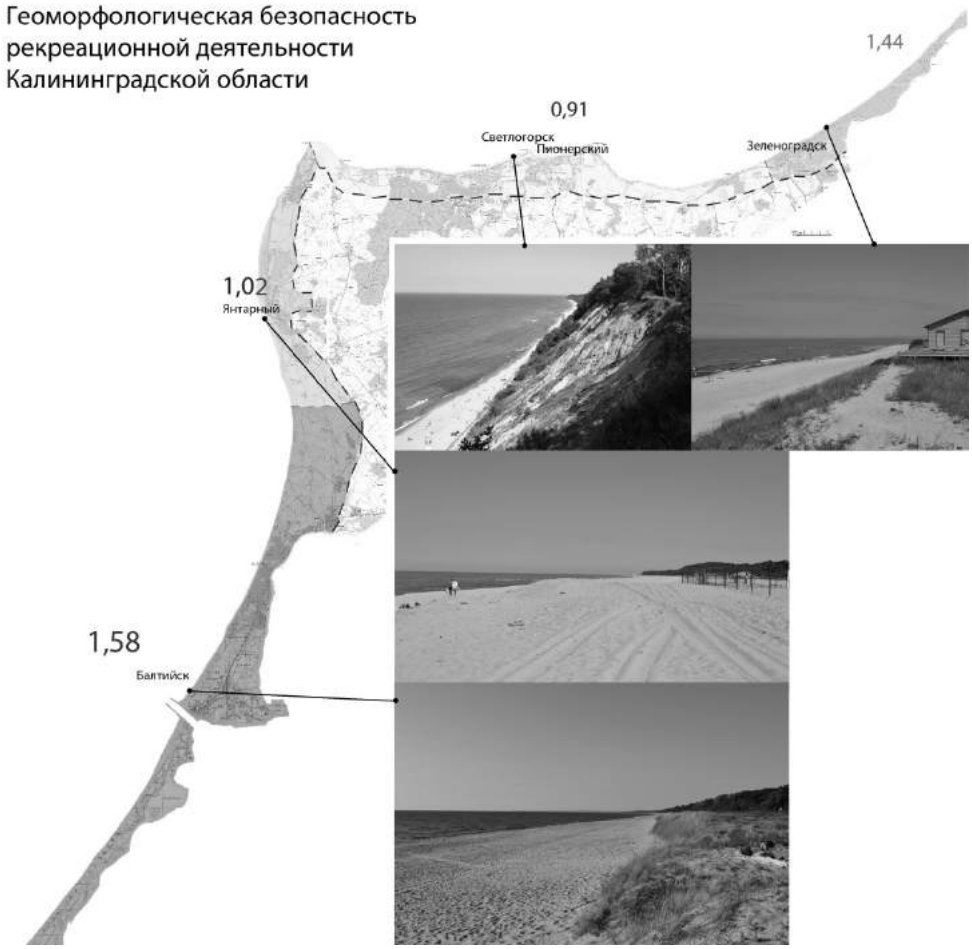



Рис. 1. Результаты оценки геоморфологической безопасности рекреационной деятельности прибрежных территорий Калининградской области (выполнила И.В. Абдуллаева)

Значение геоморфологической безопасности 1,44 имеет Зеленоградский район. Такое невысокое значение вызвано, прежде всего, активными размывными процессами в прикорневой части Куршской косы, также неконтролируемым антропогенным воздействием, которое приводит к образованию дефляционных котловин, разрушающих авандюны. Для восстановления и сохранения авандюн в срочном порядке требуется задержание песка в котловинах выдувания с по-

мощью хворостяных заборов, также важная задача – строительство обустроенных переходов и выходов к пляжу.

Наиболее благоприятным является район Балтийска с показателем 1,58. Южнее мыса Обзорный произошла активная аккумуляция материала, благодаря сбросам пульпы Янтарного комбината с образованием широкого пляжа и нескольких рядов авандюн. Берег здесь относительно стабилен. Однако южнее отмечается техногенное влияние Балтийского порта, вызвавшее низовой размыв корневой части Балтийской косы от южного мола порта. Это особенно хорошо видно по ускоренным темпам разрушения шведского форта, построенного в XVIII веке, расположенного как раз в корневой части южного мола пролива.

Литература

1. Кондратьев М.Ю., Ильин В.А. Азбука социального психолога-практика. М.: ПЕР СЭ, 2007, 464с.

2. Бредихин А.В. Рекреационно-геоморфологические системы. Смоленск: Ойкумена, 2010, 328с.

3. Козин В.В., Петровский В.А. Геоэкология и природопользование. Понятийно-терминологический словарь. Смоленск: Ойкумена, 2005. 574 с.

4. Бредихин А.В., Болысов С.И. Об уровнях организации геоморфологических объектов и критериях их выделения // Вестн. Мос. унив. Сер. 5. Геогр. №4. С. 57-64.

5. Зазобина Н.И. Оценка экологической обстановки в крупном промышленном центре по степени антропогенной нагрузки с помощью обобщенной функции желательности (на примере г. Нижний Новгород) // Вестн. Нижегор. унив., 2007. №2. С. 115-118.

6. Ивашина Н.В. Методика оценки конкурентоспособности регионального рыбного комплекса на основе функции желательности // Вестн. ТГЭУ. №3. 2005. С. 26-39.

7. Бурнашов Е.М. Современная динамика и геоэкологическое состояние морского берега Калининградской области. Дисс. канд. геогр. наук. ФГОУ ВПО «КГТУ». Барнаул. 2011. 205с.

# ТЕХНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ И ПРОЦЕССЫ АРИДНЫХ ЛАНДШАФТОВ КАЗАХСТАНА

*Акпамбетова К.М.*
Карагандинский государственный университет им. Е.А. Букетова, Караганда, Казахстан, akamshat@yandex.ru

# THE TECHNOGENIC RELIEF AND PROCESSES OF THE ARID LANDSCAPES IN KAZAKHSTAN

*Akpambetova K.M.*
Buketov Karaganda State University, Karaganda, Kazakhstan, akamshat@yandex.ru

Ландшафты пустынь и полупустынь (аридные ландшафты) Казахстана протянулись с запада на восток, и в настоящее время являются самыми крупными по площади. Аридные ландшафты распространены на северной половине Прикаспийской низменности, Мугоджарах, южной части Тургайской столовой страны и Казахского мелкосопочника, в Зайсанской впадине. На юге они ограничиваются предгорьями Тянь-Шаня, Жонгарского Алатау, Саур-Тарбагатайской горной системой и государственной границей со странами СНГ.

Интерес к сухим, маловодным и пустынным землям разных континентов существовал издавна. Исторически интерес этот менялся вместе с социально-экономическими условиями жизни человечества и научными задачами исследователей. Первоначально преобладали торговые, военные и познавательные цели. Позже наиболее развитые феодальные, а затем и капиталистические государства старались вовлечь пустынные земли в орбиту своих колониальных устремлений. Привлекали минеральные ресурсы; некоторые пустыни использовались для политического или экономического проникновения в соседние страны. Возникали военные базы и города, откуда прокладывались дороги во внутренние части материков.

На современном этапе изучение аридных ландшафтов направлено на более полное использование полезных ископаемых, и, прежде всего, это – нефть, газ, уголь, химическое сырье [1]. Повысившейся интерес к аридным странам, где есть полезные ископаемые и много свободных неосвоенных земель, при современных возможностях овладения энергией и водными ресурсами крупнейших рек, пересекающих отдельные пустыни, переброски воды на большие расстояния требует разработки общей стратегии освоения пустынь, научного решения возникающих проблем. Пустыни оказались тем полигоном, на котором возникали и изучались некоторые теоретические проблемы: происхождение пустынь и их палеогеографическое развитие, изучение разнообразных типов песчаного рельефа, субстрат песчаных пустынь, проблема блуждания рек и озер на равнинах, сложенных рыхлыми аллювиальными отложениями. Частично проблемы решены, но дискуссии на эти темы продолжаются.

Среди полезных ископаемых Туранской равнины наибольшее значение имеют горючие и соли. Известны месторождения нефти на Мангышлаке, бурых углей на Тургайском плато. Запасы самосадочных солей имеются в районе Арала. Месторождения бокситов – на Тургайском плато. Здесь же находится Лисаковское месторождение железа. Месторождение марганца известно на Мангышлаке. По гелиоресурсам Туранская равнина занимает ведущее место в республике и на постсоветском пространстве. Прикаспийская нефтегазоносная провинция является одним из старейших нефтедобывающих районов мира. В 1914 году было открыто месторождение Макат, в 1924 – Доссорское месторождение. До 1970 года в пределах Прикаспийской провинции открыто 42 месторождения, из которых: нефтяные – 32, нефтегазовые – 7, газовые – 3. Позднее в бортовой зоне провинции выявлены Приморский, Южно-Эмбинский, Бикжальский, Северо-Каспийский и другие районы. Крупнейшие месторождения нефти Тенгизское, Королевское, Тажигали, Пустынное открыты в Приморском нефтегазоносном районе [2]. Разработка месторождений полезных ископаемых способствовала формированию техногенных форм рельефа и техногенных рельефообразующих процессов. Особенно четко они выражены в горнопромышленных регионах, к числу которых относится Центральный Казахстан.

Геоморфологические исследования техногенного рельефа Центрального Казахстана, получившие широкое распространение в связи с разработками угольного месторождения, железомарганцевых руд, показывают наличие разнообразных типов и форм рельефа, специфичных для данного региона.

В результате размыва отработанными водами шахт образовались «речные долины». Русло такой долины извилистое, склоны крутые (25-30$^0$), сложены рыхлыми породами; высота склонов – 2-2,5 м. Долина используется для сброса шахтных вод (рис. 1)

Добыча полезных ископаемых – один из наиболее мощных видов техногенеза. Его воздействие на природную среду возрастает и захватывает все большие территории. Выемки площади почти полного уничтожения природных ландшафтов, занятые скважинами, шахтами, карьерами, отвалами пород, отходами первичного обогащения руд, угольными терриконами, транспортными магистралями. Здесь формируются особые техногенные ландшафтно-геохимические системы – горнопромышленные ландшафты (ГПЛ). Их основная геохимическая черта – слабоконтролируемое рассеяние больших масс веществ с аномально высоким содержанием элементов, которые, как правило, негативно воздействуют на ландшафт. Специфическая особенность ГПЛ – наложение техногенного загрязнения на природные геохимические аномалии – вторичные ореолы и потоки рассеяния месторождений в почвах, растениях, поверхностных и подземных водах. Большое значение имеет выделение техногенных геохимических барьеров – механических, физико-химических, биогеохимических, на которых повышается концентрация элементов загрязнителей. Подобные барьеры могут возникать стихийно, в ходе техногенной миграции, но могут создаваться и специально, с целью локализации загрязнения. Как и в природных условиях, в рай-

онах развития горной промышленности рационально различать геохимические и элементарные ГПЛ. Выделение элементарных ГПЛ затруднено в связи с неясностью отнесения к ним терриконов, шахт и т.д. Главные геохимические особенности ГПЛ определяются техногенными параметрами, в второстепенные – природными [3].

Рис. 1 «Речные долины» на площади шахты им. Костенко (Карбасс) (здесь и далее фото автора)

В местах как открытых, так и подземных, или шахтных, разработок минерального сырья после проведения всех стадий работ первичный рельеф значительно преобразуется, меняется соотношение форм рельефа, возникают как положительные, так и отрицательные формы. После окончания разработок остаются карьеры и различного рода выемки. Днища этих отрицательных форм заняты обычно отработанными водами шахт или, если шахта больше не используется, вода испаряется, и на поверхности образуются трещины, которые придают им вид «папирусов пустыни» (по выражению З.А. Сваричевской) (рис. 2).

Скорость оползания и осыпания увеличивается после углубления карьеров, перегрузки стенок отвалами, весенних дождей и снеготаяния. Нарушение почвенно-растительного покрова связано с тем, что передвижение тяжелого горного транспорта увеличивает нагрузку на данный участок: дороги разбиваются, разрыхляются, и дальнейшее передвижение транспорта затрудняется. В итоге прокладывается новый путь по более плотному грунту, и образуется несколько

дополнительных дорог. Такой способ передвижения увеличивает площади нарушенных поверхностей с образованием техногенных форм рельефа (чаши, полосы выдувания и др.), а также активизируются процессы ветровой эрозии. В районах добычи месторождений полезных ископаемых окружающий ландшафт значительно меняет свой облик, благодаря распространению техногенного рельефа.

Рис. 2. «Папирус пустыни» на днище котловины

В регионе усиливаются процессы опустынивания. Территория угольного бассейна подвергается 20 дней в году пыльным бурям, 35-40 дней дуют сильные ветры (более 15 м/с). Ветровая эрозия терриконов и отвалов способствует интенсивному загрязнению атмосферы и почв микрочастицами на больших площадях. Помимо ветровой эрозии широко развиты линейная и овражная эрозия, гравитационные процессы. В долине реки Шерубайнура наибольшему техногенному изменению подвергся участок от Шерубайнуринского водохранилища до впадения в реку Нуру. В 200-250 м от места впадения отмечается изменение русла Шерубайнуры. Препятствия в виде отходов стройматериалов, металлолома и бытовых отходов способствовали возникновению вынужденного меандрирования реки. На правом берегу реки с 1972 г. разрабатывается песчано-гравийное месторождение. Котлован, образованный в результате постоянного извлечения строительного материала, является одним из значительных нарушений речной долины. Учитывая, что месторождение это действующее, можно предположить дальнейший ход изменения рельефа и других компонен-

тов природной среды долины реки Шерубайнура. Процессами заболачивания и затопления охвачены в основном подрабатываемые площади угольного бассейна.

Таким образом, дальнейшее изучение современных геоморфологических процессов с экологических позиций будет способствовать улучшению экологического состояния природной среды Казахстана.

Литература

1. Акпамбетова К.М. Геоморфология аридных территорий Казахстана. Учебное пособие, ч. 2. Караганда, 2002. 112 с.
2. Аманниязов К.Н. Каспийское море. Алматы, 1999. 111 с.
3. Перельман А.И., Касимов С.Н. Геохимия ландшафтов. Изд. 3-е. М.: Астрея-2000, 1999. 768 с.

## ПОГРЕБЕННЫЕ ПАЛЕОДОЛИНЫ ЦЕНТРА ГОРОДА МОСКВЫ

*Аникина Н.В.*
Институт географии РАН, Москва, Россия, nikitina.nadine@gmail.com

## BURIED PALEOVALLEYS OF THE CENTER OF MOSCOW

*Anikina N.V.*
Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, nikitina.nadine@gmail.com

Погребенные неоплейстоценовые палеодолины широко распространены на территории Русской равнины и характерны практически для всех крупных рек. Они врезаны в различные по возрасту породы, преимущественно палеозойского и мезозойского возраста, причем глубина врезов в доледниковые водоразделы иногда достигает 100-120 м и более. Поперечный профиль большинства долин V-образный, склоны крутые. Это объясняется тем, что в конце неогена и начале плейстоцена резко активизировались тектонические движения и понизился уровень Балтийского, Черного, Каспийского и северных морей в связи с начавшимися раннеплейстоценовыми оледенениями. Большая часть погребенных долин в центральной части Русской равнины имеет ранне-неоплейстоценовый возраст, в основании их залегает аллювий этого возраста. Помимо раннеплейстоцеовых долин в погребенном состоянии находятся долины среднего плейстоцена, образовавшиеся после окского оледенения. Оси многих погребенных долин сдвинуты, не совпадая в план с тальвегами современных долин вследствие торационных процессов[1].

Планомерное изучение погребенного рельефа центра Русской равнины началось в 30-е гг. XX века и связано с накоплением фактического материала по

большому количеству геологических буровых скважин (работы Мирчинка Г.Ф., Личкова Б.Л. и т.д.). Большой вклад в изучение погребенных долин на территории Подмосковья внесли исследования Асеева А.А., Шика С.М. [2, 3]

Огромный вклад в изучение четвертичных погребенных аллювиальных долин внес Г.И. Горецкий. На основании обширного фактического материала он исследовал «великие антропогеновые прареки Русской равнины» (Волгу, Каму, Дон, Днепр и др.). Им заложены основы нового направления науки — палеопатомологии, учения о древних реках [4, 5]. Систематизируя данные о многочисленных палеодолинах, он выработал несколько правил, которые отличают аллювиальные долины от переуглублений другого генезиса (ледниковая экзарация, карст): закономерное изменение отметок днища долин и заполнение их собственно русловым аллювием.

Первые сведения о палеорельефе собственно Москвы содержатся в работах Б.М. Даньшина. На основании тогда еще немногочисленных буровых скважин он установил наличие переуглубленных долин под современной речной сетью, заполненных аллювием на 10-12 м, а также долинообразных понижений в кровле каменноугольных отложений (Главная Московская доюрская ложбина) [6]. Некоторые сведения о палеорельефе содержатся в работе Дика Н.Е. Так, в этой работе довольно подробно описан доюрский и дочетвертичный рельеф центральной части Москвы (в пределах границ Москвы 1949 г.), с выделением основных долин и водоразделов [7].

В дальнейшем палеодолины в кровле дочетвертичных пород изучались Кожевниковым А.В. [8, 9], который отметил более широкое их распространение и выделил среди них две основные – Татаровскую и Хорошевскую, отличающиеся по гипсометрическому положению и возрасту. Одновременно с этим, палеорельеф и погребенные долины, и особенно связанные с ними опасные инженерно-геологические процессы, изучались Голодковской Г. А., Лихачевой Э.А., Петренко С. И. [10, 11].

В последние несколько лет ГУП «Мосгоргеотрест» совместно с Институтом геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН и Научно-производственным предприятием «Георесурс» подготовил Комплект тематических крупномасштабных карт территории города Москвы [12]. В ходе этих работ на основе большого фактического материала (более 80 тыс. скважин) кроме собственно геологических были составлены и карты погребенных поверхностей. Полученные результаты вместе с исходными геологическими скважинами легли в основу ГИС «Геология Москвы». Часть из них представлена ниже.

***Актуальность исследования палеорельефа г. Москвы*** объясняется его существенным влиянием на инженерно-геологические и гидрогеологические условия и современные опасные инженерно-геоморфологические процессы (например, карстово-суффозионные). Через глубокие погребенные врезы осуществляется гидравлическая связь между водоносными горизонтами четвертичных отложений и водами коренных пород. При этом может происходить загрязнение водоносных горизонтов, используемых для водоснабжения. Поэтому

на территории мегаполиса, где интенсивно используется не только наземное, но и подземное пространство, а глубина воздействия на геологическую среду измеряется многими десятками метров, исследования погребенного рельефа имеют исключительную важность.

Традиционно основой для выделения палеодолин служит карта подошвы четвертичных отложений (рис. 1). Ниже представлен фрагмент этой карты, составленный коллективом НПП «Георесурс» (в том числе автором).

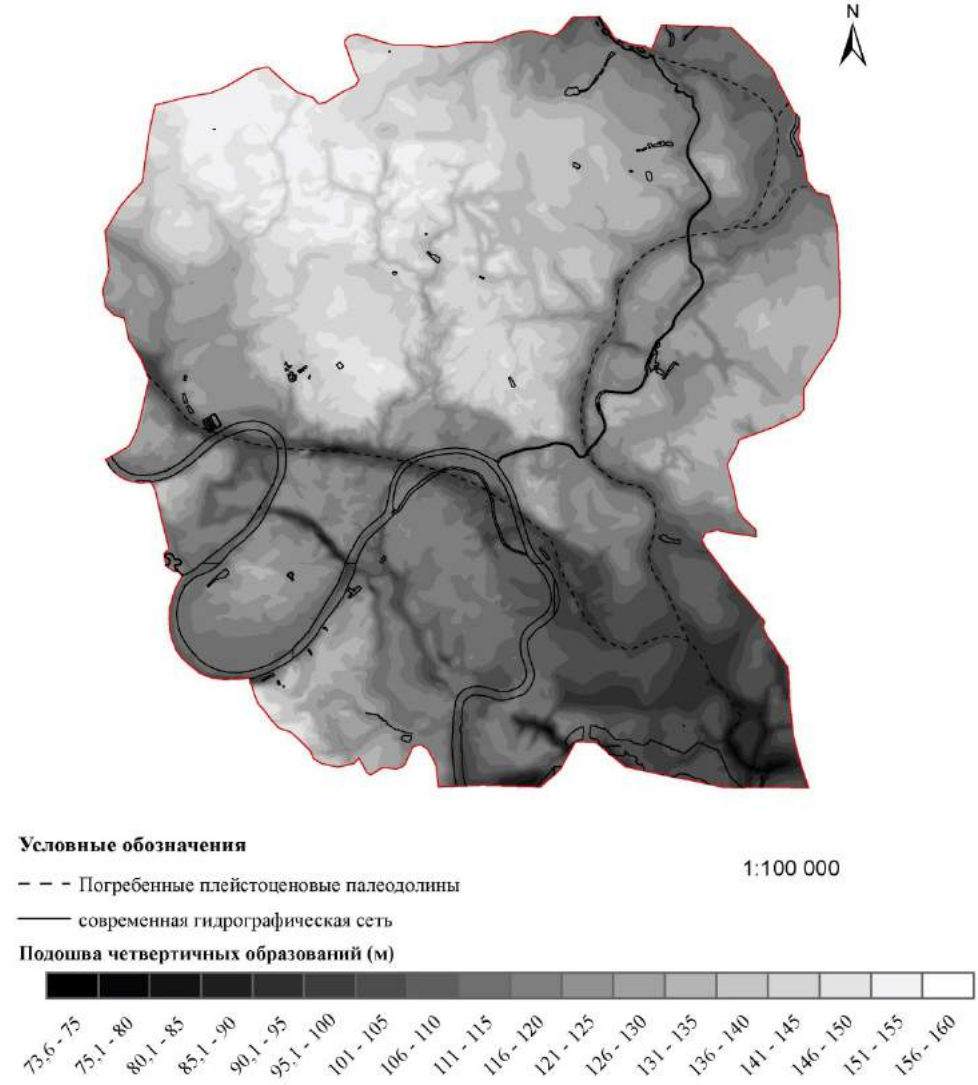



Рис. 1. Карта подошвы четвертичных отложений на часть территории города Москвы

Исследуемый участок обладает сложной конфигурацией, определяемой границами плана 1888 г. Помимо Москвы, ограниченной Камер-коллежским валом, он включает в себя ближайшие деревни и поселки, связанные с городом, хотя формально и не входящие в его состав. Перечислим их по часовой стрелке с юга: Даниловская и Живодерная слобода, Канатчиковская дача, Дорогомилово, дачи у Трехгорной заставы, Шелепиха, Ваганьково, Ходынка, Петровский парк, Бутырская слобода, Марьина Роща, село Алексеевское, Сокольничья роща, село Богородское, Черкизово, поселок Аржельцы, Анненгофская роща (Лефортово), Дубровка, Сукино болото, Кожухово, Тюфелева роща. Карта поверхности дочетвертичных пород составлена на основании более 12600 инженерно-геологических скважин их архива ГУП Мосгоргеотрест.

В среднем отметки днища этой долины опускаются ниже 100 м. Долина узкая каньонообразная. Относительная глубина ее составляет 15-30 м. Ширина долины по днищу составляет 80-200 м. В отдельных местах долина осложнена локальными замкнутыми впадинами длиной до 500 м и шириной около 100 м, связанными, вероятно, с карстовыми процессами. Абсолютная отметка днища этих впадин достигает 85 м (до 75 м в отдельных западинах), относительная глубина составляет 10-15 м. По мнению Кожевникова А.В. практически на всем протяжении татаровская и хорошевская доледниковые долины накладываются друг на друга [8].

Другая долина расположена южнее в районе Хамовников. Она проходит в субширотном направлении от Ростовской набережной, вдоль пр. Девичьего поля, пересекает Б. Пироговскую ул. и дальше следует вдоль ул. Льва Толстого. Затем она проходит перпендикулярно р. Москве в районе Фрунзенской набережной и, пересекая Ленинский пр-т и ул. Академика Петровского, следует на юго-восток. По мнению Кожевникова А.В. [9], эта долина представляет собой участок палеорусла р. Сетунь. В таком случае следует отметить, что в доднепровское время пра-Сетунь впадала в р. Москву более чем на 7 км ниже по течению. Однако глубина этого участка долины значительно больше, чем непосредственно в палеодолине р. Сетунь, глубина которой не превышает 110 м. Абсолютная отметка днища хамовнической долины достигает 95 м, относительная глубина вреза составляет 30-35 м. Днище также осложнено замкнутыми котловинами вероятно карстового генезиса.

Долины выполнены комплексом песчано-глинистых отложений аллювиальных, озерных и водно-ледниковых отложений окско-днепровского возраста мощностью до 35-40 м. При изучении строения этой толщи в ней можно выделить несколько циклов, каждый из которых фиксируется уровнем хорошо выраженного базального горизонта.

В центральной части территории рисунок долин повторяет схему доюрского рельефа, что в совокупности с анализом заполняющих долины отложений позволяет говорить о позднемезозойском-раннечетвертичном возрасте образования долин. Скорее всего, здесь накладываются несколько дочетвертичных долин при отсутствии здесь долин среднеюрского возраста.

В результате анализа построенной карты подошвы четвертичных отложений заметна существенная степень унаследованности современного рельефа: в целом остается неизменным соотношение речных долин и междуречий, направление стока. В рельефе можно выделить крупные – Московскую и Яузскую, и второстепенную – Сетуньскую долину. Однако есть и некоторые различия. Так, палеодолина Москвы реки отличается меньшей извилистостью по сравнению с современной, палеодолина р. Яузы впадает в Москву-реку значительно ниже современного устья. Ширина палеодолин значительно уже, чем у современных.

Литература

1. Палеогеографические закономерности развития морфолитосистем Русской равнины. Районирование. Стратиграфия. Геоэкология. М., Изд-во МГУ. 2013. 95 стр.

2. Асеев А.А. Палеогеография долины Средней и Нижней Оки в четвертичный период. М., Изд-во АН СССР. 1959. 202 с.

3. Шик С.М. Погребенные доледниковые долины юго-западной части Подмосковного бассейна / Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, вып. 3. Госгеолтехиздат. 1960.

4. Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. М., Наука. 1964. 416 с.

5. Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М., Наука. 1966. 412 с.

6. Даньшин Б.М. Геологическое строение и полезные ископаемые Москвы и ее окрестностей. М., 1947. 304 с.

7. Дик Н.Е., Лебедев В.Г., Соловьев А.И., Спиридонов А.И. Рельеф Москвы и Подмосковья. М.: Гос. изд-во географической литературы. 1949. 196 с.

8. Кожевников А.В., Кожевникова В.Н. и др. Стратиграфия подмосковного плейстоцена // Бюлл. об-ва испытателей природы. Отд. Геология. 1979. т. 54, вып. 2. С. 103-127.

9. Кожевников А.В., Кожевникова И.А. Проблемы стратиграфии плиоцена и плейстоцена Подмосковья // Геология и полезные ископаемые Центральный районов Восточно-Европейской платформы. М., 1986. С. 63-73.

10. Петренко С.И., Лихачева Э.А. Некоторые результаты изучения палеодолин на территории г. Москвы // Вестник МГУ. Сер. 4 геология. 1979. №4. С. 96-99.

11. Голодковская Г.А., Лихачева Э.А., Петренко С.И. Палеогеоморфологический анализ и его значение для инженерно-геологического районирования (на примере территории Москвы) // Вестник МГУ. Сер. 4 геология. 1981. №6. С. 3-17.

12. Геологический атлас г. Москвы. М., ГУП «Мосгоргеотрест». 2010. В 10 тт.

# ГЕОМОРФОЛОГИЯ УФИМСКОГО «ПОЛУОСТРОВА»

*Барышников В.И.*, Камалов В.Г.***
*Башкирский государственный университет, Уфа, Россия, bvialpgeo@yandex.ru
**ООО «Архстройизыскания», Уфа, Россия, vladimirkamalov@list.ru

# GEOMORPHOLOGY OF THE UFA «PENINSULA»

*Baryshnikov V.I., Kamalov V.G.*
*Bashkir State University, Ufa, Russia, bvialpgeo@yandex.ru
**LLC «Arkhstoydesign» Ufa, Russia, vladimirkamalov@list.ru

Региональной целью изысканий при градостроительстве является получение общей оценки инженерно-геологических условий территории освоения. Особое значение имеет выявление, картирование и районирование таких динамически активных её процессов как молодая тектоника и карстование несущего основания. Задачей работы является оценка поверхностных и погребённых неоднородностей в строении рельефа, связанных с геодинамической активностью верхней части земной коры в кайнозойский период и прогноз распространения этих участков по территории полуострова.

Процесс инженерно-геологических исследований требует изучение геологической среды комплексом методов с целью получения систематизированного геологического образа объекта. Традиционные методы сбора информации о строении территории занимают много времени. Полевая съёмка, бурение и сейсморазведка, в силу своих локально ограниченных информационных возможностей не могут дать полную картину геолого-геоморфологической обстановки территории работ. Необходимым становится применение материалов аэро и космической фотосъёмки (АКФС), обладающей важными свойствами – обзорностью, информативностью и генерализацией, позволяющими видеть и оценивать цельный образ территории, что даёт возможность получить единую картину её геолого-геоморфологической обстановки и антропогенной освоенности. Свойства материалов АКФС определяют и методический приём анализа территории «от общего к частному», что позволяет прослеживать зависимые связи между процессами и объектами

В настоящей работе использован чёрно-белый космический снимок, масштаба 1:4000, среднего разрешения. Анализ фотоизображения проводился методами структурной геоморфологии с оценкой молодых движений земной коры района работ. Камеральные работы комплексировались с наземными наблюдениями в сопровождении ручной фотосъёмки. Для оценки структурных планов погребённых горизонтов привлекались данные бурения и сейсморазведки. Такой методический подход дал возможность всесторонне разобраться в особенностях строения «полуострова» и раскрыть механизм рельефообразования.

**Тектоническое развитие «полуострова».** В структурно-тектоническом плане изучаемая территория приурочена к юго-восточной окраине Восточно-Европейская платформы (ВЕП), и расположена в Благовещенской впадине, структурном элементе Камско-Бельского прогиба Волжско-Камской антеклизы.

Тектоника полуострова имеет длительное, унаследованное от начала герцинской эпохи развитие, К концу герцинского цикла, в раннем мезозое Волжско-Камская антеклиза уже имела геоморфологическое и морфоструктурное выражение [1].

Палеотектоническая расчленённость юго-востока ВЕП подготовила и предопределила заложение и развитие современного структурного плана региона.

В неотектонический этап, на границе миоцена и плиоцена произошла активизация тектонических подвижек земной коры региона, фундамент ВЕП раскололся, и поднялись его блоки. Глыбовые перемещения завершили морфогенез её структур. В структурном плане территория окончательно оформилась, «доведя в неогеновое время их тектонический рисунок до современного вида» [1]. «Полуостров» оказался мелкой антиклинальной складкой, частью пермского «архипелага» в палеоген-четвертичном седиментационном бассейне Благовещенской впадины Камско-Бельского прогиба.

Эта структура 4 порядка, имея в свою очередь, сложное строение, делится на блоки 5 порядка. Блоки осложнены более мелкими поднятиями и погружениями: положительные структуры (валы): Бельско-Сутолокский, Уфимско-Сутолокский, Отрицательные структуры: Сутолокская депрессия (по Ожигановой синклиналь) [4]

Рельефообразующий комплекс полуострова литологически представлен горными породами двух типов: коренными терригенно-карбонатными и хемогенными разностями, слагающими иреньский ярус кунгура и останцы соликамского и шешминского горизонтов верхней перми, несогласно перекрытыми рыхлыми, нелитифицированными образованиями неогенового и четвертичного времени накопления. Покров имеет незначительную (0-20 м) мощность, неравномерно залегая на размытом основании пород верхней перми и кунгура.

**Геоморфологическое развитие рельефа.** История развития рельефа идёт от эпохи герцинского тектогенеза, начала формирования Волго-Уральской антеклизы, на юго-восточной периферии которой расположен Уфимский «полуостров». Развитие современного рельефа «полуострова» начинается с позднеолигоцен-миоценового времени, первого цикла неотектонического этапа. В этот период, в позднем олигоцене происходит интенсивная денудация – размыв и расчленение рельефа. В миоцене продолжается формирование поверхности выравнивания - закладывается озёрно-аллювиальная равнина. Ранний плиоцен: территория высоко приподнята – идёт врезание гидрографической сети, заложение основных морфоструктур II порядка. Конец плиоцена: начинается погружение территории, накопление кинельских отложений и ингрессия акчагыльского моря, формирование наложенных отрицательных морфоструктур и позднеплиоценовой поверхности выравнивания. Поздний акчагыл: новые фазы

поднятий и регрессия моря. Вторая половина нижнего плейстоцена, апшеронское время: продолжается регрессия акчагыльского моря и на месте заливов образовываются пресноводные озёра и речные перетоки, формируется русло и долина Пра-Белой. В верхнем плейстоцене формируются речные террасы [2]. Таким образом, территория несколько раз подвергалась режимам погружения и поднятия, чередование которых управляло процессами экзогенных факторов формирования структурных планов, гидратацией ангидритов, течением гипсов и развитием карстовых процессов.

**Районирование рельефа.** Современный рельеф «полуострова» расположен на гипсометрических уровнях от 100-110 м до абсолютных отметок в 200-230 м, В образовании рельефа участвовали две основные группы динамических процессов рельефообразования: эндогенные и экзогенные, в соответствие с которыми районируются его типы по гипсометрическим уровням распространения:

**I. Эндогенные:**

1. Тектонические:

- *вековые колебательные движения ЗК*
- *колебательные движения N+Q времени*
- *современные движения ЗК*

**II. Экзогенные:**

- денудация: естественная, (вершинные поверхности), техногенная (повсеместно)
- эрозия: склоны долин омывающих и внутренних рек, оврагообразование по склонам валов, склоны крупных оврагов и увалов.
- гравитация: сползание грунтов, оползни, террасы по склонам долин и оврагов
- карст: повсеместно на полуострове в массиве коренных пород. Воронки, проседания, провалы, пещеры.

**I. *Генетические типы рельефа*:**

1. Эрозионно-тектонический, сформированный на глыбово-складчатом, перемятом и раздробленном, техногенно переработанном основании терригенно-карбонатных гипсоносных породах $P_1$+$P_2$+N-Q комплекса. Собственно Уфимский «полуостров».

1а. Эрозионно-тектонический, распространённый узкой полосой в разорванных коренных гипсоносных карбонатах $P_{1kg}$ и $P_{2uf}$ в склоновых обнажениях по окраине полуострова.

2. Эрозионно-аккумулятивный, сформированный на размытой поверхности глыбово-пластового залегания гипсоносных карбонатных пород $P_{1kg}$+$P_{2uf}$ комплекса. Сутолокская депрессионная долина.

**II. *Морфологические типы рельефа:***

1. Холмисто-увалистый с плавными очертаниями форм, выположенных техногенной денудацией, осложнённых карстом, системой овражно-балочных врезов и долин некрупных речек и мелких ручьёв.

2. По «полуострову» массиву неоген-четвертичный покров рассекается глубокими овражно-балочными врезами, проникающими в срединные области.

3. По всему периметру полуострова, в зоне овражно-балочных врезов, развиты структуры бортового отпора, выполненные оползневыми телами, система которых сформировала террасоподобный облик склонов.

**Ранние представления о развитии рельефообразующего комплекса полуострова.**

Медленно и долговременно действующие вековые движения земной коры практически не принимались во внимание как, якобы не имеющие существенного влияния на структуру полуострова, В лучшем случае коротко говорилось о периодах и циклах региональной тектоники, вовлёкшей в движение место расположения Уфимского полуострова.

Исследования полуострова, (Вахрушев, 1940, Преображенский, 1948, Рождественский, 1971), выявили в регионе признаки молодой тектоники, перестроившей за палеоген-четвертичное время древний (палеозойский) план. Отмечалось, что район полуострова испытывал вертикально восходящие движения земной коры. Суммарное воздымание новейших поднятий полуострова за неоген-четвертичный период составило до 200 м. (Рождественский, 1971г.) [2]. По результатам исследований, проведённых ИГ УНЦ РАН, Уфимский полуостров отнесён к участку наиболее интенсивных проявлений современных поднятий. (Журенко, 1960г.) [3].

В 40-х годах прошлого века уфимский геолог О.И. Ожиганова предположила по данным бурения под долиной р. Сутолока наличие нарушения грабенообразного типа в иреньском горизонте кунгура.

**Современные данные и представления о механизме рельефобразования полуострова.** Структурно-геоморфологический анализ рельефа полуострова по материалам космофотосъёмки выявил сетку блокового дробления полуострова [4]. Полевые наблюдения с наземной фотосъёмкой выявили признаки современной активности блоков полуострова. Масштабные вскрышные работы под высотные здания, обнажив гипсоносные толщи уфимского и кунгурского ярусов, открыли разнообразие тектонических форм коренного массива. Полученные данные позволили выделить участки и формы пликативной, разрывной, трещинной тектоники [5].

**Выводы:** на фоне региональных вековых движений молодой тектогенез создал в структурных комплексах массива сложный каркас дробления, преобразовав останец в морфоструктуру с размерностью мезоформы. Основными проблемами инженерных оценок геологических площадок и необходимость их учёта при освоении, становятся:

I. Тектоническая трещиноватость коренного массива.

II. Карстовая разуплотнённость гипсоносносного комплекса.

III. Погоризонтная тектоническая дислоцированность рельефообразующего комплекса.

IV. Атектонические деформации рельефообразующего комплекса.

V. Овражно-балочная система эрозионных врезов N+Q комплекса.
VI. Гравитационные процессы.
VII. Перестройка каналов подземных вод (смена направленности потоков).
VIII. Эффект техногенной нагрузки.
IX. Прогноз развития геологических событий.

Литература

1. Хачатрян Р.О. Тектоническое развитие и нефтеносность Волжско-Камской антеклизы. Москва, «Наука», 1979. С. 117-120.
2. Рождественский А.П. Новейшая тектоника и развитие Южного Приуралья. Москва, «НАУКА», 1971. С. 236-253.
3. Журенко Ю.Е. Основные итоги изучения голоценовых и современных движений западной Башкирии. В кн. «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала». Уфа, 1960.
4. Барышников В.И., Камалов В.Г. Тектоника и карст г. Уфы. В сб. НТр «Гидрогеология и карстоведение». Вып. 19. Пермь-Оренбург, 2013. С. 273-279.
5. Барышников В.И. Геология города Уфы и проблемы градостроительства. Мат. 9-й МН-ПК «Георискс-2015». Москва, Российский университет дружбы народов, 2015. С. 103-106.

## ОТГОЛОСКИ ТЕХНОГЕННЫХ СОБЫТИЙ НА МОРСКОМ БЕРЕГУ В ЛАТВИИ: АБРАЗИЯ, РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЕ, ЭКОЛОГИЯ

*Богданов Н.А.*
Институт Географии РАН, Москва, Россия, nabog@inbox.ru

## RESPONSES OF TECHNOGENOUS IMPACT ON LATVIAN SEASHORE: ABRASION, PLACERS FORMATION, ENVIRONMENT

*Bogdanov N.A.*
Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, nabog@inbox.ru

**Введение**. Именно такая причинно-следственная связь явлений характерна для состояния северного сегмента Лиепайской литориновой пересыпи в Юго-Восточной Балтике, вдоль берегов которой, к северу от м. Миетрагс, издавна существовал однонаправленный поток вещества и энергии. В начале XX в. естественное развитие побережья нарушил техногенный фактор [1]. Последствия такого вмешательства выразились как в территориальных потерях, так имеют минерально-сырьевой (россыпи тяжелых минералов – *ТМ*) и эколого-гигиенический (разного рода загрязнения) аспекты.

**Морфолитодинамика.** В Курляндияи, на песчаном аккумулятивном морском берегу северной окраины г. Либавы, по Указу Петра Великого заложен

порт (рубеж XVII-XVIII вв.). Оголовки парных ряжевых молов из каменной наброски вдавались в акваторию на 320 м. Заносимость песками подходов к порту вынудила удлинить их до глубин 6 м (1868 г.). На рубеже XIX-XX вв. возникла необходимость расширения порта и укрепления его крепостью, форты которой возводились в >70-100 м от уреза воды (*все еще аккумулятивного берега*). После реконструкции длина молов увеличилась до 2123 м, создав непропуск прибрежных наносов. В ходе подготовки или в начале Великой Войны (1914-1918 гг.), перед оккупацией Либавы немецкими войсками (25 апреля 1915 г.), береговые укрепления были взорваны. Севернее порта, на 5-7 км участке берега, в силу непропуска, возник и развивается до сих пор катастрофический низовой размыв по техноплагенному сценарию. До начала 1930-х годов размывалась призма донных песков, а к 1960-м – 1970-м годам развалины фортов «*вышли*» на урез воды. Они уже десятки лет скалистыми мысами вдаются в акваторию моря, вызывая абразию второго порядка – к северу от них. Темпы абразии увеличились от 0,7-1,7 м/год до 3-4 м/год (в первые 70 лет и последующие годы эксплуатации реконструированного в XX в. порта, соответственно). Однако, за несколько штормовых дней, бровка уступа размыва на отдельных участках берега может деградировать на 4-9 м (0,5 м/сут). Берег отступил, в целом, на ~70-200 м [1].

**Минерально-сырьевой аспект**. Литориновые пересыпи региона являются областями прибрежно-морского редкометалльного (*титано-циркониевого*) росыпеобразования. Позднеплейстоцен-предлиторновый этап развития Пра-Балтики – подготовительный, для формирования как пересыпей, так и заключенных в них залежей *ТМ*. Неоднократные осцилляции уровня моря привели к многократному перемыву и переотложению материала промежуточного коллектора (моренных, флювио- и лимногляциальных отложений плейстоцена и морских наносов голоцена), мобилизации *ТМ* и формированию как древних (литориновых) погребенных концентратов, так и современных подводных россыпей (глубины моря 4-15 м). На современном пляже аккумулятивных берегов россыпи, как правило, отсутствуют. Однако на абразионных участках они встречаются. В данном случае – в песках Лиепайской пересыпи под горизонтом древнего, погребенного позднелиториновой трансгрессией опесчаненого торфа лагун, обнажаются и разрушаются линзы и прослои концентратов *ТМ* [2, 3] (рис. 1).

У подножий уступов размыва, в тыловой части пляжей, под воздействием эолового и морского факторов, формируются уже современные залежи из ремобилизованных абразией *ТМ*. Шлихи ископаемых концентратов менее продуктивны, чем современные пляжевые аналоги, но близки им по крупности частиц (*кл. 0,1-0,25 мм* – 61,5 % и 45-75,5 %, соответственно). Распределение очагов вдоль берега строго детерминировано морфологией и динамикой прибрежного мелководья. Наиболее устойчивая локализация залежей на современном пляже и обогащение при выносе пустых кварцевых песков наблюдаются на участках, примыкающих к поперечным подводным ложбинам с наличием характерных

для них нисходящих ветвей циркуляционных гидро- и литодинамических ячеек. Размыв берега здесь также более интенсивен. В шлихе содержится ~100 % *ТМ* (*99,42 %*). Запас (*вес*) залежи – 5,67 т (при мощности 0,03 м, ширине 3 м, длине 30 м). В наиболее продуктивном по содержанию *ТМ* кл. 0,2-0,25 мм (98 % или 2058 кг/м$^3$) сумма полезных рудных минералов – 72,5 % или 1523 кг/м$^3$ (*1130,4 – ильменит, 292,5 магнетит, 54,2 – циркон, 22,9 – рутил, 22,5 – монацит и 0,6 – лейкоксен*). Однако, очаги эти, хотя промышленно и значимы по концентрациям рудных *ТМ*, но эфемерны по расположению – ввиду периодических штормовых подвижек пляжевых наносов [1-3].

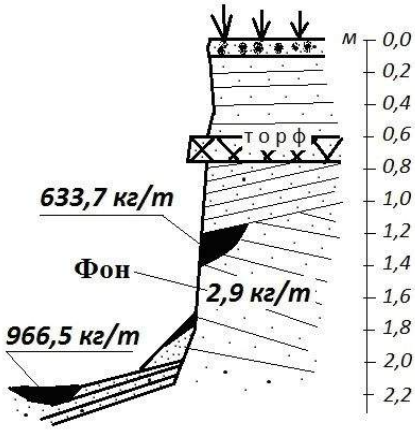



Рис. 1. **Древняя россыпь (**погребенная линза концентрата в уступе размыва ранее аккумулятивного берега**), фон (**вмещающие раннелиториновые пески**) и современная пляжевая россыпь.** Валовое содержание тяжелой фракции: Лиепая, местечко Шкедес (анализ проб – лаб. минералогического и трекового анализа ГИН РАН)

**Эколого-гигиеническое состояние.** Балтийское море издавна являлось ареной активной человеческой деятельности, в т.ч. и военной; это одно из наиболее загрязненных внутренних морей Европейской России (химическими веществами, радионуклидами и т.п.). Со времен окончания II Мировой Войны здесь сосредоточены захоронения отравляющих химических веществ (*ОХВ*), из которых на прибрежном мелководье известны два крупных района – *Лиепайский* и *Борнхольмский* (*локализованного* типа: 1946 г., затоплено 12,03 тыс. т боеприпасов, 30 % от всего запаса химического оружия Германии). *Лиепайское* захоронение – *концентрированного россыпного* не *локализованного* типа. Состав *ОХВ*: циклон *Б* (синильная кислота), иприт, адамсит, хлорацетофен. Захоронения, для снижения риска опасного их воздействия на окружающую среду, подлежат отсыпке грунтом (*дампинг*) [4, 5], что и делалось при ремонтном дночерпании севернее Лиепаи, мористее глубин моря 10 м (*доступных, однако, для воздействия волн жестоких штормов*). Мероприятия регулярно производились ВМФ СССР до известных событий августа 1991 г. (рис. 2).

Кроме того, в конце Войны здесь ликвидирована фашистская группировка – «*Лиепайский Котел*». На пляже и в море до сих пор встречаются снаряды и авиабомбы как в разрушенном виде, так и в состоянии полной боевой готовности. Опасность таких «*реликтов*» возрастает при: ***а)*** подъеме со дна и тралении с рыболовецких судов, ***б)*** повреждениях в процессе инженерно-технических, строительных, геолого- и горно-морских работ, ***в)*** штормовых выбросах в приурезовую зону, особенно в местах свободного доступа детей. Так, в Шкедес, по нескольку раз за летний сезон, при «*неудачном обращении*» с боеприпасами

подрывались подростки (1980-е годы). Автор, в ходе изысканий [1], неоднократно вызывал саперов для уничтожения снарядов.

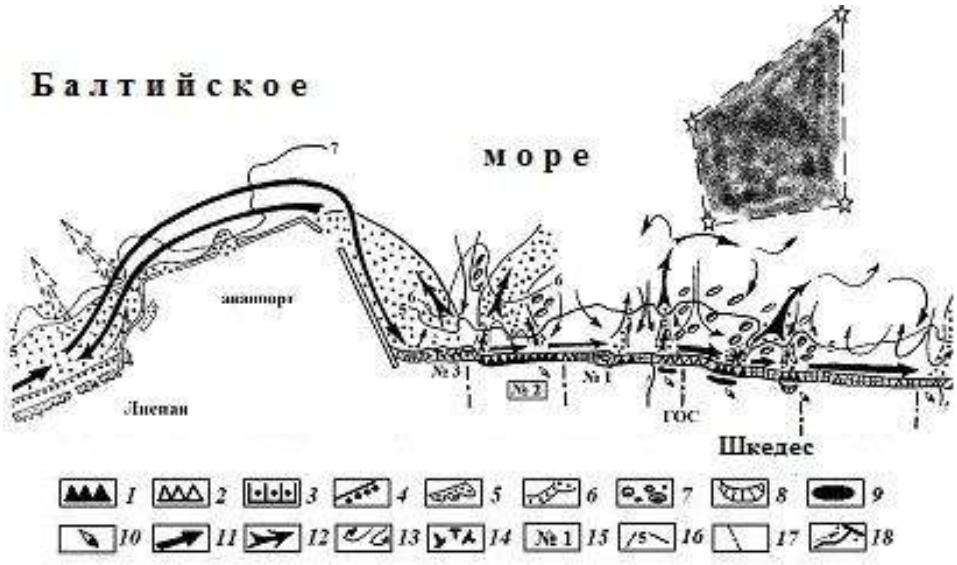



Рис. 2. **Техногенная морфолитодинамическая аномалия, район порта Лиепая: абразия, пляжевое россыпеобразование и экологический аспект состояния морского берега.** Морфогенетический тип берега: ***1*** – проблемный, с катастрофической абразией, ***2*** – абразионно-аккумулятивный, со следами эпизодического размыва, ***3*** – то же, с эоловой «*подушкой*» в тыловой части пляжа, закрепленной овсом песчаным, ***4*** – аккумулятивный; ***5*** – перевеваемые пески авандюн на пляже и быстро возобновляющиеся отмели аванпорта; ***6*** – донные пески; ***7*** – каменистое дно; ***8, 9*** и ***10*** – косвенные индикаторы динамики прибрежной зоны: микролагуна в горле разрывного течения, залежи *ТМ* и бакены, сорванные с подходов к порту, соответственно; ***11*** – среднемноголетняя тенденция переноса вещества и энергии; ***12*** – зоны преимущественного выноса пляжевых песков на подводный береговой склон в ***13*** – прибрежных циркуляционных ячейках; ***14*** и ***15*** – бетонные развалины и номера батарей крепости Либавы, соответственно; ***16*** – изобаты, м; ***17*** – условные границы звеньев литодинамической подсистемы аномалии; ***18*** – устья малых рек и ручьев. **ГОС** – городские очистные сооружения. Штриховые линии между звездочками – границы полигона дампинга грунта и предполагаемого захоронения боеприпасов, включая *ОХВ*.

Район испытал и последствия аварии на *ЧАЭС* (лето 1986 г.). Выброс радионуклидов охватил часть Советской Прибалтики, о чем первой сообщила шведская станция мониторинга (о. Готланд, ~200 км западнее Лиепаи). Доступ на городской пляж Лиепаи некоторое время был закрыт, а погранзона на прилегающих берегах малодоступна для посторонних. Суммарная активность, вынесенная на Балтику – 3,9 х $10^8$ Ки.

«*Чернобыльский след*» на внутренних морях России (Балтика, Черное и

Азовское моря, кроме Каспия) надежно трассируется наличием исключительно техногенного долгоживущего и токсичного продукта деления урана – $^{137}$**Cs** (*источники – ядерная энергетика, включая морские атомоходы, ядерное оружие и т.п.*). Он прочно удерживается почвенной органикой (*слой почвы ~ 0-5 см*), поглощается минеральной тонкодисперсной частью грунта и внедряется в кристаллические решетки глинистых минералов (*вермикулит, флогопит, гидрофлогопит, аскинит, гумбрин*). Сорбция радионуклида возрастает от крупно- к мелкодисперсной фракции. Известны факты проникновения $^{137}$**Cs** и в коренные породы (*базальты*) на глубину 3-5 см [6]. На Балтике в 1987 г. слой (*0-5 см*) донных осадков содержал 3400 Бк/кг $^{137}$**Cs** (*сухого вещества,* станции мониторинга). Проникновение изотопа в толщу осадка – до 15 см. Для сравнения, донные осадки южных морей, 1997-1998 гг., $^{137}$**Cs**, Бк/кг: Азовское – до 100, Черное (Анапа-Сочи) – 0,19 (в среднем: *фон*) [4, 5].

Шлих современной пляжевой россыпи, по причине значительного содержания в нем минералов (*монацит, рутил, циркон*), включающих уран, торий и другие естественные радионуклиды (*ЕРН*), а также ввиду произошедших техногенных событий, исследован и с позиций радиационной опасности. Анализ шлиха – в аттестованной и аккредитованной лаборатории ОАО НТЦ «*Амплитуда*» (*А.П. Ермилов, Зеленоградск, 25.05.2015г.*). Среди диагностированных радионуклидов обнаружен $^{137}$**Cs**, источников которого в то время на территории Лиепайского района ЛатвССР и в порту не было.

*Важно отметить*. Концентрат, до момента отбора с пляжа (лето 1988 г., спустя 2 года после катастрофы), существенно переработан экзогенными процессами: неоднократно промыт морскими водами и атмосферными осадками, перевеян ветрами, пополнен материалом слабо гумусированных прибрежных песчаных почв при размыве и обрушении берегового уступа. До проведения анализа он хранился в плотно упакованной стеклянной банке 27 лет *(~ период полураспада* $^{137}$**Cs** = 30,2 г.).

***Общее состояние концентрата***. В отношении *ЕРН*, обнаруженная эффективная удельная активность (*5668,6 Бк/кг*) превысила допустимый безопасный уровень (*1500 Бк/кг*) в ~ 4 раза. Минеральное сырье такого качества относится к *IV классу опасности*: доступ посторонних лиц в складские помещения исключен; обращение с ним требует соблюдения правил радиационной безопасности для людей и окружающей среды (*СП.2.6.1.1292-03; СанПиН 2.6.1.2800-10*).

***Диагностика последствий аварии на ЧАЭС***. Концентрация токсичного $^{137}$**Cs** составила 32 ± 23 Бк/кг. Во время катастрофы, с учетом периода полураспада и хорошей растворимости в воде радионуклида, удельная активность изотопа в почве на размываемых берегах и в минеральной части пляжевых наносов была в ~2 раза выше (*>60 Бк/кг, до 110 Бк/кг*). Плотность выпадения радионуклида на данной территории – 2-3 Ки/км$^2$. Органическая часть почв береговых дюн могла содержать $^{137}$**Cs** >200 Бк/кг, а торфяники междюнных лагунных понижений – в 5-8 раз больше (*до 500 Бк/кг*). Уровень загрязнения в Латвии соответствовал величинам, присущим в то время территориям Тульской и Смо-

ленской областей, но был выше, чем в пределах «*Семипалатинского следа*» в Алтайском Крае [7-9]. Размыв берега, перевевание и эоловый разнос частиц грунта обеспечили радиационное загрязнение прибрежных вод, наносов и взвесей.

**Медико-биологический аспект.** При относительном благополучии современного радиационно-экологического состояния рассмотренных берегов следует помнить о последствиях такого воздействия для здоровья людей и биоты, в том числе и отдаленных. Стабильный цезий входит в состав организмов человека и животных в количестве 0,002-0,6 мкг/г мягкой ткани. Всасывание $^{137}$**Cs** в желудочно-кишечный тракт (*ЖКТ*) достигает 100 %. Радионуклид накапливается в тощей, двенадцатиперстной и подвздошной кишках (76-78%), но больше всего – в мышцах. При респираторном поступлении токсичный изотоп секретируется в кишечник и реабсорбируется в нисходящих его отделах. Поступив в кровь, он равномерно распределяется по органам и тканям. В радиационно загрязненных районах Российской Арктики среди местного населения преобладал характерный комплекс заболеваний: злокачественные новообразования (легких, *ЖКТ* и др.), эндокринные нарушения; болезни кроветворных органов, верхних дыхательных путей, пищеварения, мочеполовой системы; нозологии генетической, цитомегаловирусной и хламидиозной этиологии и др. Цитомегаловирусная инфекция (возбудитель – *ДНК-содержащий вирус*) смертельно опасна для людей с иммунодефицитом, характерным для таковых, подвергавшихся радиационному воздействию. Инфекция, после заражения, долго латентно персистирует в организме, но в итоге – приводит к развитию мукоэпидермоидной карциномы и других злокачественных новообразований [10].

**Заключение.** Среди комплекса последствий техногенного воздействия на рассмотренный участок побережья Балтики имеются отрицательные и положительные стороны. К последним, с оговорками, относится минерально-сырьевой аспект. Однако, с медико-экологической точки зрения, крупные по размерам, запасам и устойчивые во времени пляжевые редкометалльные концентраты *ТМ*, при длительном контакте (*тактильно и перорально*), могут представлять определенную гигиеническую угрозу, которая дополняется абразией берегов и радиационным загрязнением токсичным техногенным изотопом $^{137}$**Cs**, генетически связанным с «*Чернобыльским следом*».

Литература

1. Богданов Н.А. Морфолитодинамический аспект экологии побережья Балтийского моря // Геоморфология. 1993. № 3. С. 56-63.

2. Богданов Н.А. Рельеф приморских дюн и относительные колебания уровня моря // Геоморфология. 1999. № 3. С. 63-72.

3. Богданов Н.А. Модели развития берегов и закономерности локализации морских редкометалльных россыпей Юго-Восточной Балтики в голоцене // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Матер. IX Всерос. Совещ. по изуч. Четвертичного периода (Иркутск, 15-20 сентября 2015 г.). Иркутск: Изд-во Института Геогр. им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015. С. 57-59.

4. Айбулатов Н.А. Экологическое эхо холодной войны в морях Российской Арктики. М.: ГЕОС, 2000. 307 с.

5. Айбулатов Н.А. Деятельность России в прибрежной зоне моря и проблемы экологии / отв. ред. В.И. Осипов. Ин-т Океанологи им. П. П. Ширшова. М.: Наука, 2005. 304 с.

6. Бударников В.К., Киршин В.А. Антоненко А.Е. Радиобиологический справочник. Минск: Уражай, 1992. 336 с.

7. Винокуров Ю.И., Мальгин М.А. Цезий-137 в почвах сопряженных ландшафтов Присалаирья // Экология и безопасность жизнедеятельности человека в условиях Сибири. Барнаул: Алтайский гос. ун-т, 1997. С. 45-50.

8. Санаров Е.М., Баландович Б.А., Кузьмин Э.Ф. и др. Экологическая оценка радионуклидного загрязнения лекарственного сырья в Алтайском Крае и проблема регламентирования // Химия растительного сырья. № 1. 1998. С. 19-24.

9. Тяжелые металлы и радионуклиды в окружающей среде // Матер. VII Междунар. науч.-практ. конф. (Семипалатинский Госпединститут, 4-8 окт. 2012 г.). Т. II. Казахстан, Семей, 2012. 713 с.

10. Мешков Н.А., Вальцева Е.А., Иванов С.И. и Пузанов А.В. Радиоэкологические и медико-биологические последствия радиационного воздействия. СПб.: Наука, 2012. 234 с.

## РЕЛЬЕФ И ОБЩЕСТВО: СОЦИАЛЬНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

*Борсук О.А., Бредихин А.В., Лукашов А.А.*
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, borsuko39@gmail.com, avbredikhin@yandex.ru, smoluk@yandex.ru

## RELIEF AND SOCIETY: SOCIAL GEOMORPHOLOGY

*Borsuk O.A., Bredikhin A.V., Lukashov A.A.*
Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, borsuko39@gmail.com, avbredikhin@yandex.ru, smoluk@yandex.ru

На рубеже XX–XXI вв. появляется ряд работ, в которых рассматриваются взаимодействия человека и окружающей среды, анализируется роль рельефа в развитии общества. Первые работы по изучению сложных взаимоотношений человека и природы в отечественной науке появились в конце XIX в. [1, 8, 3, 4, 7, 11, 12]. Эта тема получила дальнейшее развитие работах О.А. Борсука, А.В. Бредихина, Э.А. Лихачевой, Ю.Г. Симонова, Д.А. Тимофеева, Г.Ф. Уфимцева, В.П. Чичагова.

Коллективные статьи и сборники [16, 2, 14], а также первые размышления о формировании нового направления в науке о рельефе – социальной геоморфо-

логии, изложенные в работе “Человек, общество, рельеф” [11], позволяют подойти к анализу связей нового направления в геоморфологии, возникающего на стыке нескольких наук. В круге проблем и задач общей темы “Человек и окружающая среда”, задач, решаемых различными науками естественноисторического, гуманитарного, экономического, социологического направлений, находится место и геоморфологии, поскольку человек живет в рельефе земной поверхности – основе природно-антропогенных ландшафтов. Геоморфологическая часть этой обширной темы входит в компетенцию экологической, антропогенной, инженерной, рекреационной, эстетической геоморфологии. Назрела потребность в синтезе знаний, методов и достижений этих геоморфологических дисциплин. Такой синтезирующей основой может стать социальная геоморфология.

Социальная геоморфология – это направление в теоретической и прикладной геоморфологии, изучающее наиболее общие черты взаимоотношений геоморфологической части окружающей среды и человеческого общества. Предметом исследований экологической геоморфологии является геоморфологическая составляющая (рельеф, его морфология, структура и динамика) природно-антропогенной среды. Предметом же социальной геоморфологии являются социальные, т.е. относящиеся к обществу, связанные с жизнью людей и отношениями в обществе результаты взаимодействия пары “человек – рельеф”, проявляющиеся именно в социальной среде, а не в геоморфологической. Геоморфологическая часть среды при этом рассматривается как фактор – условие. Социальная геоморфология рассматривает наиболее общие закономерности взаимных отношений человеческого общества и геоморфосистем. Примером такого рассмотрения может служить рекреационная геоморфология, где в качестве предмета исследования рассматривается рекреационно-геоморфологические системы и функции рельефа в них, проявляющиеся в ходе рекреационной деятельности и взаимоотношений рельефа, рекреантов и организаторов отдыха [5]. В дальнейших исследованиях это рассмотрение следует проводить в категориях народов, этносов, возможно, культур, то есть самых крупных и долгоживущих людских сообществ.

Весь набор характеристик, которым отвечают места расселения человека, людей с разными потребностями, спецификой занятий, религий, традиций, спецификой питания и психофизического состояния, был определен следующими словами: безопасность, доступность, ресурсы, здоровье, привлекательность [14]. Но поскольку люди разные, то они неодинаково реагируют на различные геоморфологические условия и, в первую очередь, на безопасность и доступность. Так, люди, живущие в горах, зачастую пренебрегают грозящими им опасностями, в том числе и геоморфологическими (расчлененный рельеф, крутые склоны, катастрофический характер многих экзогенных и эндогенных процессов). Достаточно вспомнить о трагической судьбе Помпеи и Геркуланума. Но люди по-прежнему густо заселяют опасные склоны и окрестности неуспокоившегося Везувия.

Интересные размышления о социальной геоморфологии можно найти в книге “Наш дом. Человек в планете Земля” [17]. В этом издании Г.Ф. Уфимцев определяет области знаний, которые изучает социальная геоморфология как раздел геоморфологии о геоморфологической части среды, обеспечивающей людям социальный комфорт, разнообразие ландшафтов и природных ресурсов мест расселения, отдыха, духовную свободу; рассматривающий требования людей (общества) к геоморфологическим условиям; геоморфологические условия маргинальных пограничных зон “геоморфологического дискомфорта”[17]. Задачи социальной геоморфологии – определение роли эндогенного и экзогенного рельефообразования в развитии человечества и цивилизаций; формирование представление об этнических портретах в разных типах рельефа; определение места рельефа в культурных ландшафтах и их классификация (по роли рельефа в их формировании и развитии); определение самоценности рельефа как природного памятника, а также место геоморфологических памятников в экономике, культуре и искусстве; представление рельефа как объекта искусства и условия в архитектуре; показ возможности освоения человеческими сообществами различных геоморфологических ландшафтов и роль рельефа на различных этапах развития природопользования

В последнее время наметилось отдельное прикладное направление социальной геоморфологии – геоморфологическая безопасность, в рамках которого предпринимаются попытки найти подходы к оценке рельефа для создание условий уверенного, безрискового и бесконфликтного природопользования с учетом всех возможных природных геоморфологических опасностей, а также опасностей, вызванных антропогенным воздействием. Оценка геоморфологической безопасности территории – актуальная задача, решение которой на этапе стратегического планирования хозяйства позволит в будущем избежать и/или минимизировать ущерб от чрезвычайных ситуаций [2]. Место социальной геоморфологии в науке о рельефе и гуманизация высшего естественно-научного образования требует введения соответствующих курсов в образовательный профиль «Геоморфология и палеогеография» при подготовке бакалавров и особенно магистров направления «География» на 3-4 курсах магистратуры.

Социальная геоморфология позволяет студентам старших курсов приобрести набор компетенций, включающих опыт прикладного взгляда на рельеф как на важнейшую часть ресурсного потенциала различных видов природопользования, умение выделить особые свойства рельефа, влияющие на культурные различия разных регионов Земли от древности к современности, знания отражения особенностей рельефа в искусстве в разные исторические эпохи, роль геоморфологического образа в становлении научных географических знаний, а также значение геоморфологической позиции сооружений в архитектуре и строительстве [3, 7, 11, 12, 14].

Литература:

1. Баландин Р.К., Бондарев Л.Г. Природа и цивилизация. М.; Мысль. 1988. с. 322.

2. Болысов С.И., Бредихин А.В., Еременко Е.А Подходы к оценке геоморфологической безопасности территории // Вопросы географии. Современная геоморфология. Сборник 140, М., Кодекс, с. 29 -55.

3. Борсук О.А., Бредихин А.В., Лукашов А.А. Место геоморфологии в гуманизации наук о Земле // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. М., 2010. с. 55-57.

4. Блинова Ю.М., Бредихин А.В. Роль оценки рекреационно-геоморфологического потенциала природных памятников в ресурсной структуре территории // Проблемы региональной экологии, № 5, 2012. с. 83-88.

5. Борсук О.А., Ковалев С.Н. Закономерности строения эрозионно-русловых сетей и их использование в градостроительстве/ / Маккавеевские чтения. 2011. М; Геогр.ф-т МГУ. 2012. с. 79-88.

6. Борсук О.А., Лукашов А.А. Культурологические аспекты геоморфологии // 5 Щукинские чтения. М; Москва, Изд. МГУ. 2005. с. 133-136.

7. Бредихин А.В. Рекреационно-геоморфологические системы. Смоленск. Ойкумена. 2010. с. 328.

8. Бродель Ф. Средиземное море и средиземноморский мир в эпоху Филиппа II. Часть 1. Роль среды. М; Языки славянской культуры. 2002. с. 496.

9. Веденин Ю.А. Очерки по географии искусства. М; С-Пб; РНИИКиПН им. Д.С. Лихачева. 1997. с. 224.

10. Глобальные изменения окружающей среды. Том 1, том 2. М; Медиа-пресс. 2002. с. 640.

11. Кружалин В.И., Симонов Ю.Г., Симонова Т.Ю. Человек, общество, рельеф. Основы социально-экономической геоморфологии. М.; Диалог культур. 2004. с. 120.

12. Кульпин Э.С. Природа и человек Китая. М.; Наука. 1990. с. 286.

13. Культурный ландшафт как объект наследия. М; С-Пб: РНИИКиПН им. Д.С. Лихачева. 2004. с.480.

14. Николаев В.А. Ландшафтоведение. Эстетика и дизайн. М; Аспект-пресс. 2003. с. 176.

15. Борсук О.А., Лихачева Э.А., Тимофеев Д.А., Уфимцев Г.Ф. Опыт определения предмета и задач социальной геоморфологии // Рельеф и человек. Иркутск. 2003. с. 3-7.

16. Рельеф среды жизни человека (экологическая геоморфология). М; Медиа-Пресс. том 1. том 2. 2002. с.640.

17. Уфимцев Г.Ф. Гималайская тетрадь. М; Научный мир. 2005.с.303.16.

18. Тимофеев Д.А., Борсук О.А., Уфимцев Г.Ф. Геоморфология вчера, сегодня, завтра // Геоморфология. № 4. 1999. с. 3-11.

19. Уфимцев Г.Ф. Наш дом . Человек в планете Земля. М.; Научный мир. 2011. с. 100.

20. Чичагов В.П. Война и пустыни. М.; ИГРАН. геоморф. ком. 2007.с. 104.

21. Blinova I., Bredikhin A. Assessment of Geomorphological Risks and Attractiveness for Recreational Purposes in Areas with High Contemporary Relief Dynamics // Landslide Science and Practice, № 6, 2013. с. 427-434.

# ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ОПОЛЗНЕОПАСНЫХ СКЛОНОВ ГОРАГОРСКО-ГРОЗНЕНСКОЙ ОПОЛЗНЕВОЙ ЗОНЫ ЧЕЧЕНСКОЙ РЕСПУБЛИКИ

*Гакаев Р.А.*
Чеченский государственный университет, Грозный, Россия,
rustam.geofak@yandex.ru

# GEOMORPHOLOGICAL ESTIMATION OF LANDSLIDE- HAZARDOUS SLOPES OF THE GORAGORSK-GROZNY LANDSLIDE ZONE IN CHECHEN REPUBLIC

*Gakaev R.A.*
Chechen State University, Grozny, Russia, rustam.geofak@yandex.ru

Оползнеопасными следует считать склоны и примыкающие к ним участки, где оползни развиваются или могут возникнуть вследствие увеличения интенсивности воздействия антропогенных или естественных факторов. Оползень – отрыв и сползание под влиянием силы тяжести вниз по склону рыхлого или плотного блока горной породы без существенного нарушения структуры сползшей части [1].

Перемещения значительной массы породы, вызванные оползнями, могут приводить к катастрофическим последствиям и приобретать характер стихийного бедствия. Оползни могут разрушать отдельные объекты и подвергать опасности населенные пункты, сельскохозяйственные угодья, коммуникации, туннели, трубопроводы, сети связи, угрожать хозяйственным сооружениям. Возникают оползни на каком–либо участке склона или откоса из-за нарушения равновесия пород, вызванного следующими причинами: увеличением крутизны склона в результате подмыва водой; ослаблением прочности пород при выветривании или переувлажнении осадками и подземными водами; воздействием сейсмических толчков; строительством и хозяйственной деятельностью, проводимыми без учета геологических условий местности, и др.

Оползни, как и остальные виды экзогенных геологических процессов, относится к одним из основных стихийных бедствий Чеченской Республики, которым подвержена в основном Терско-Сунженская возвышенность и Черные горы.

Общая территория подверженная оползнеобразованию на Терском, Сунженском хребтах и подножий составляет порядка 110 км$^2$. Одними из преобладающих условий возникновения оползней на Терско-Сунженской возвышенности являются как антропогенные, так и геолого-стратиграфические, структурно-тектонические и геоморфологические факторы. Климатические факторы оползнеобразования на Терско-Сунженской возвышенности, хоть и присут-

ствуют, но слабо выражены, по сравнению с остальными оползнеопасными районами Чеченской Республики [2].

Крутизна склонов является одним из определяющих факторов развития оползневых процессов. На крутых склонах (с углом наклона более $30^0$) обычно развиты примерно 50% оползневых массивов. Не менее важным условием оползнеобразования является слабая естественная устойчивость отдельных комплексов пород. Значительная часть глинистых пачек сарматского возраста весьма неустойчивы и при неблагоприятных гидрогеологических и геоморфологических условиях могут легко перемещаться вниз по склону.

К важному фактору оползнеобразования можно отнести также степень обводненности горных пород на склонах. Залегание водоупорных глинистых пород вместо легкопроницаемых в основании склонов способствует к переувлажнению их атмосферными осадками (при наличии легкопроницаемых разновидностей пород поверхностный сток переводится в подземный и склоны сохраняют устойчивость) [3].

В оползневые подвижки вовлечены различные по возрасту (от нижнемеловых до голоценовых), степени литификации (от прочных песчаников и известняков до слабопрочных рыхлых супесей и суглинков) и обводненности (от слабовлажных хрупких мергелей до вязкопластичных глин) комплексы пород. В большинстве случаев средой развития оползней потоков являются четвертичные (делювиально-элювиальные, древнеоползневые и коллювиальные) накопления. При этом более древние геологические образования по направлению с юга на север закономерно сменяются более молодыми. Нижнее – среднеюрские отложения, занимающие самую южную часть рассматриваемой территории, представлены мощной флишевой толщей, состоящей из переслаивающихся в различных соотношениях алевролитов, песчаников и аргиллитов. Эта мощная терригенная толща к северу сменяется комплексом карбонатных отложений, охватывающих возрастной диапазон от верхней юры до нижнего мела. Это преимущественно известняки, доломитизированные известняки, реже доломиты, глины, мергели. В крайне ограниченном количестве в разрезе присутствуют терригенные породы, приуроченные, как правило, к подошве нижнемелевых отложений. Выше залегает терригенная нижнемеловая толща, представленная песчаниками, аргиллитоподобными глинами, реже мергелями с прослоями известняков. В верхах разреза нижнемеловых отложений выделяются альбаптские отложения, которые сложены аргиллитами и аргиллитоподобными глинами с подчиненными алевролитами и песчаниками [4, 5].

Верхнемеловой комплекс пород здесь представлен исключительно известняками и мергелями. К северу от выходов верхнемеловых отложений развиты палеоген-неогеновые отложения. Характерный участок этих отложений является их глинистый состав. Внизу разреза залегает мощная майкопская серия, сложенная преимущественно глинами, выше которой находятся караганчокракские отложения, представленные переслаиванием глин и песчаников. Залегающие выше по разрезу сарматские и мэотические отложения имеют пре-

имущественно глинистый состав. Мэотические отложения характеризуются значительной ролью грубообломочного материала (пески, конгломеры). Примерно такой же состав, но преимущественно песчанистый, имеют акчагыл-апшеронские отложения. Четвертичные отложения развиты севернее черных гор, на равнинной части территории и представлены галечниками и песками с подчиненными прослоями и линзами глин.

На участке сочленения Терско-Каспийского передового прогиба с зоной Черногорской моноклинали наблюдаются осложняющие складки. Значительную роль в тектоническом строении района играют разрывные нарушения, многие их которых активны и в современных условиях, определяя различную подвижность отдельных тектонических блоков, что находит свое отражение среди других факторов и в активном проявлении экзогенных геологических процессов, и в, частности, оползневые явления. Новейшие движения земной коры влияют на развитие оползневого процесса, как путем увеличения энергии рельефа при поднятиях территории, так и вследствие увеличения напряженного состояния пород абсолютная величина поднятия Терской и Суженской антиклиналей составляет 2-3 мм/год [6, 7].

Колебательные движения приводят к изменению условий залегания горных пород, складчатым и разрывным нарушениям. Кроме того, активный неотектонический режим некоторых районов Терско-Сунженской области подтверждается и их повышенной сейсмичностью. Коэффициенты пораженности здесь колеблются от 0,01 до 0,5. На Терском хребте из 383 км$^2$ потенциально оползневых склонов площадь старых оползней составляет 43 км$^2$ (11,3%) коэффициент пораженности, таким образом равен 0,18. На Сунженском хребте эти величины равны, соответственно, 437 км$^2$ (100%), 73,51 км$^2$ (18,8%), 31,64 (11,8%) 0,28.

Эрозионные процессы Терского и Сунженского хребтов в настоящее время практически замерли. Все формы линейной эрозии трансформировались в балки с пологими задернованными бортами. Рельеф приобретает все более мягкий и сглаженный характер, энергия его снижается.

На склонах Терского и Сунженского хребтов, на участках развитии лессовых пород, распространены просадочные оползни, образование которых связано с возникновением просадочных деформаций в лессовых породах при их увлажнении. Механизм их заключается в проседания массива увлажнённых лессовых пород, скопа его в верхней части склона с последующим смещением по ослабленной зоне в основании массивов. Пользуются спорадическим распространением, приурочены к участкам локального обводнения лессовых пород подземными водами, а также осадками в периоды аномального их выпадения. В последнее время развитие этого процесса связано с техногенными обводнением склонов при различных видах хозяйственной деятельности [4, 8].

Нередки случаи, когда оползни приурочены к склонам, не содержащим водоносные горизонты, и, наоборот, отсутствует на склонах, где они имеются. В принципе это согласуется с геологическими условиями территории - распространением слабопроницаемых третичных глинистых отложений.

Большую часть потенциальных оползней можно предотвратить, если своевременно принять меры в начальной стадии их развития. Среди различных мероприятий особенно важное значение имеют контроль и прогнозирование оползневых процессов. Они необходимы для обеспечения: расположения объектов в безопасных местах; своевременного предупреждения возникновения новых оползней; предотвращения опасного объема и скорости смещения уже существующих оползней; выявления необходимости борьбы с оползнями; возможности эксплуатации объектов без укрепления склона.

Современные природные условия развития оползневых процессов Терского и Сунженского хребтов и, прежде всего, уменьшение энергии рельефа способствуют снижению региональной активности их проявления; все больше проявляется антропогенный фактор; естественная активизация оползневых процессов Терского и Сунженского хребтов будет связано в основном развитием имеющихся оползней и оползневых склонов, возникновение новых форм проявлений процесса следует ожидать в основном от техногенного воздействия.

Литература.

1. Баринов А. В., Седнев В. А. и др. Опасные природные процессы. М.: Академия ГПС МЧС России, 2009.

2. Гакаев Р.А. Оценка пораженности территории Чеченской Республики оползневыми процессами. В сборнике: Проблемы снижения природных опасностей и рисков. Материалы Международной научно-практической конференции. 2009. С. 139-143.

3. Гакаев Р.А. Условия и факторы развития оползневых процессов в Северо-Восточном Кавказе (на примере ЧР). Материалы III НПК «Экологические проблемы. Взгляд в будущее». Ростов-на-Дону.

4. Царев П.В., Клименко А.И. Оползни Чечено-Ингушской АССР и методы борьбы с ними. Фонды СК ПТО 1967 г.

5. Гакаев Р.А. Инженерно-геологические особенности оползнеобразования Горагорско-Грозненского оползневого района Чеченской Республики. Вопросы современной науки и практики. Университет им. В.И. Вернадского. 2008. Т. 2. № 2. С. 181-185.

6. Гакаев Р.А. Атмосферные осадки и их интенсивность, как один из факторов возникновения оползней в горной части Чеченской Республики. В сборнике: Сергеевские чтения. Устойчивое развитие: задачи геоэкологии (инженерно-геологические, гидрогеологические и геокриологические аспекты) Молодежная конференция. Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии,инженерной геологии и гидрогеологии. Научный совет РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. 2013. С. 110-114.

7. Гакаев Р.А. К вопросу о связи рельефа и оползневых процессов на территории Чеченской Республики. В книге: Наука и высшая школа Чеченской Республики: перспективы развития межрегионального и международного научно-технического сотрудничества Межрегиональный Пагуошский симпозиум, тезисы докладов. Главный редактор: Гапуров Ш.А. 2010. С. 273-274.

8. Гакаев Р.А. Механизм и динамика проявления оползней на оползнеопасных склонах Терско-Сунженской возвышенности. Проблемы региональной экологии. 2013. № 6. С. 75-78.

# ОЦЕНКА РЕЛЬЕФА ГОРОДА ЧЕБОКСАРЫ И ПРИГОРОДА ДЛЯ РЕКРЕАЦИОННЫХ ЦЕЛЕЙ

*Гуменюк А.Е., Краснова М.П.*
Чувашский государственный университет им. И.Н. Ульянова, Чебоксары, Россия, annagumenuk@yandex.ru

# ASSESSMENT OF CHEBOKSARY CITY AND SUBURBS RELIEF FOR RECREATIONAL PURPOSES

*Gumenyuk A.E., Krasnova M.P.*
Chuvash State University, Cheboksary, Russia, annagumenuk@yandex.ru

Рост урбанизации на территории Чувашской Республики (ЧР), развитие сферы услуг выдвигают все возрастающие требования к организации отдыха и оздоровления населения. При этом в ЧР при организации отдыха особая роль принадлежит рельефу территории г. Чебоксары и пригорода. Возможности превращения этой зоны в «региональный рекреационный центр» для жителей региона велики и многогранны.

Территория исследования располагается на правом и левом берегах Чебоксарского водохранилища, что и обусловило разделение территории на правобережную и левобережную рекреационную зоны. Правобережная рекреационная зона расположена на Чувашском плато, входящем в состав Приволжской возвышенности. Приволжская часть склона плато шириной 10-15 км, изрезана поперечными рытвинами, промоинами, оврагами и балками, что позволило выделить эрозионные типы берегов [5], которые круто обрывается на севере к р. Волге. Абсолютные отметки местности варьируются от 64 м (у уреза р. Волги) до 160-200 м (на водоразделах). Крутизна склонов от 5 $^{o}$ до 10-30 $^{o}$ и более, что положительно влияет на существование горнолыжных трасс учебного и туристического назначения. Густота овражно-балочной сети составляет 1-2 км/км$^2$ (40-60%). Одно из важнейших особенностей рельефа Приволжской возвышенности в целом и современной ее части, которая лежит в пределах Чувашии, является ярусность, связанная с развитием двух основных разновозрастных (верхней олигоцен-миоценовой и нижней позднеплиоценовой) и разновысотных эрозионно-денудационных поверхностей выравнивания [7]. Водораздельные массивы являются основными орографическими районами. Чебоксарская агломерация относится к Сурско-Цивильскому водораздельному району, который характеризуется сильным эрозионным расчленением (более 2 км/ км$^2$) многочисленные речные долины, балки и овраги придают водоразделам причудливые очертания.

Анализ орографических условий территории г. Чебоксары и пригород для рекреационных целей был разработан по методикам [6, 4, 2, 1, 3].

Планировочная структура города следует рельефу территории сформированной водоразделами притоков р. Волги: Чебоксарки, Сугутки, Трусихи, Кайбул-

ки, которые веерообразно расходятся в меридиональном направлении. Вследствие этого, основные городские постройки расположены на водоразделах и образуют клинообразные территории административных районов, сходящихся амфитеатром у волжского залива, и расширяющиеся к югу. Все основные транспортные магистрали проложены на верхних отметках гряд водоразделов и образуют радиальную систему улиц, сходящихся к заливу.

В соответствии с классификацией [2] Бердихина А.В., для территории исследования, по нашему мнению, свойственны следующие типы рекреационно-геоморфологических систем (РГС): 1) узловые - слияния; 2) узловые - исток-устьевые; 3)нейтральные - равнинные; 4) нейтральные - макросклоновые; 5) линейные (маршрутные); 6) ареальные (парки).

Узловые-слияния РГС располагаются на стыке различных морфоструктур. В городской черте – это контакт Чебоксарского и Куйбышевского водохранилищ и его берегов. РГС располагаются в большей части на территории Московского и Калининского районов г. Чебоксары и г. Новочебоксарска.

Узловые - исток-устьевые РГС приурочены к малым рекам агломерации - Чебоксарка, Сугутка, Трусиха, Кукшум. Малые реки протекают во всех административных районах города.

Нейтральные - равнинные РГС. К ним мы отнесли левобережную террасу Чебоксарского водохранилища, а так же небольшие территории водоразделов на правом берегу, например южная часть г. Чебоксары.

Макросклоновые РГС представляют собой крупные склоны вдоль крупных рек (коренной склон р.Волга). В том числе нейтральные - макросклоновые РГС г.Чебоксары и пригорода представлены по правобережью.

Линейные (маршрутные) РГС представляют собой территориальные структуры, выступающие в качестве основы протяженных экскурсионных маршрутов. Они приурочены к авто - и пешеходным дорогам и ярко выраженным границам водоразделов. Линейные (маршрутные) РГС объединяют все рекреационные объекты.

Ареальные (парки). Они расположены во всех административных районах города: в Московском - Парк 500-летия Чебоксар, роща Гузовского, Берендеевский лес; в Ленинском – детский парк А. Николаева, Лакреевский лес, Дорисс-парк, Ботанический сад, в Калининском – небольшой благоустроенный лес возле ДК Тракторостроителей.

Для Чебоксарской агломерации, в большинстве своем, характерны РГС как узловые - слияния, т.е. взаимодействие воды и расчлененного рельефа, затем нейтральные - равнинные, ареальные (парки), линейные (маршрутные) и узловые - исток-устьевые.

Крутизна склонов в г. Чебоксары и пригорода имеет значения от 5° до 10-30° и более, что положительно влияет на существование горнолыжных трасс учебного и туристического назначения. Густота овражно-балочной сети составляет 1-2 км/км$^2$ (40-60% территории подвержено овражной эрозии) и оценивается в 4 балла, и имеет благоприятную качественную оценку (табл. 1). По [6] степень

благоприятности склонов для катания на лыжах оценивается в 4 наивысших балла.

По степени устойчивости в Чебоксарах наблюдаются как устойчивые, так и неустойчивые склоны, это объясняется их различной крутизной и разнообразными экзогенными процессами (оползни, овражная эрозия и др.).

*Таблица 1*

*Шкала рекреационной оценки рельефа г. Чебоксар и пригорода*

| *Густота расчленения км/км$^2$* | *Количественная оценка* | *Качественная оценка* |
|---|---|---|
| 0,3-0,6 | 1 | Неблагоприятная |
| 0,6-0,9 | 2 | Относительно неблагоприятная |
| 0,9-1,02 | 3 | Относительно благоприятная |
| 1,2-1,5 | 4 | Благоприятная |
| Более 1,5 | 5 | Наиболее благоприятная |
| *Глубина расчленения км/км$^2$* | *Количественная оценка* | *Качественная оценка* |
| 20-40 | 1 | Неблагоприятная |
| 40-60 | 2 | Относительно неблагоприятная |
| 60-80 | 3 | Относительно благоприятная |
| 80-100 | 4 | Благоприятная |
| 100-110 | 5 | Наиболее благоприятная |

Сложный рельеф города привлекает молодежь, увлеченную экстремальными видами спорта. Зимние молодежные экстремальные виды спорта предполагают устройство трамплинов из снега, санные трассы, трассы для беговых лыж, фристайл-сноуборд-фестивали, гонки на снегоходах и др. Летом это катание на горных велосипедах, скалолазание и, формируемые для спортивного отдыха, трассы на склонах оврагов, р. Волги и малых рек в городе.

На берегу Волги проложено немало трасс. Устойчивый снежный покров, всхолмленный рельеф создают прекрасные возможности для приобретения навыков горнолыжного катания. Ежегодно на склонах "малых снежных гор" проводится масса увлекательных мероприятий, в которых участвуют не только профессиональные спортсмены, но и любители.

Горнолыжный сезон в Чебоксарах начинается с середины декабря и заканчивается во второй половине апреля. В городе действуют две трассы: первая в Парке Победы и вторая в Парке 500-летия Чебоксар, где имеются подъемники, выдаются снаряжения на прокат. Краткое описание рекреационных объектов дано в табл. 2.

*Таблица 2*

*Рекреационная оценка рельефа для спортивного туризма в г.Чебоксары и пригорода*

| № п/п | Название географического объекта | Характер объекта | Функциональное использование |
|---|---|---|---|
| 1. | Склон восточной и западной экспозиции | Крутизна 20°, длина 15-20 м | Сноуборд, горнолыжный отдых, маунтинбайк |
| 2. | Набережная Чебоксарского залива | Асфальтированная дорога | Велопрогулки, спортивна ходьба, бег, лыжный спорт |
| 3. | Склон северной экспозиции в парке Победы | Крутизна 20°, длина 40 м. | Сноуборд, горнолыжный спорт |
| 4. | Парк 50-летия г. Чебоксары | Равнинный рельеф | Лыжный спорт, прокладка терренкуров |
| 5. | Овраг Чернышевского оврага (Парк 50-летия г. Чебоксары) | Отвесный склон: крутизна 90°, длина 30 м. | Скалолазание |
| 6. | Склон в парке Победы | Крутизна 15-30°, длина 60 м | Сноуборд, горнолыжный спорт |
| 7. | Поселок Н.Лапсары | Равнинный рельеф | Лыжный спорт |
| 8. | Берендеевский лес | Сочетание равнинного и расчлененного рельефа | Спортивное ориентирование, лыжный спорт, прокладка терренкуров, спортивная ходьба |
| 9. | Ботанический лес | | |
| 10 | Роща Гузовского | | |
| 11. | Роща Новоюжного района | | |
| 12. | Ельниковская роща (г. Новочебоксарск) | | |

Особую роль в рекреационном природопользовании приобретает литолого-геоморфологическая характеристика береговой зоны Чебоксарского водохранилища. Наличие низких, пологих аккумулятивных берегов, распространение песчаных аллювиальных отложений в левобережной зоне обеспечивают широкие возможности для пляжной рекреации. Сочетание же высоких абразионных берегов со склоновыми процессами по правобережью, подтоплением и заболачиванием и осыпанием по левым берегам, их многообразная морфология и динамика негативно сказываются на структуре рекреационного природопользования, так как многие процессы экзодинамики являются опасными (оползни). В процессе разрушения берегов ухудшается качество воды в водоеме. Образуется стойкая мутная полоса на расстоянии до 20 м от берега со значительными изменениями показателей химического и бактериологического состава воды. Кроме того, многочисленные водотоки, высачивающиеся по коренному правому берегу протекают через многочисленные несанкционированные свалки в оврагах и

также нарушают санитарные показатели качества воды в Чебоксарском водохранилище. Вследствие переформирования берегов и вдольберегового перемещения наносов с запада на восток, береговая линия становится более короткой и плавной, то есть менее живописной. Это уменьшает аттрактивность береговой зоны для отдыхающих. Гидрогеологическая обстановка во многом определяет структуру рекреационного водопользования. На подтопленных участках Заволжья ухудшается состав древостоя, происходит заболачивание местности, что вызывает необходимость проведения специальных мелиоративных мероприятий как в Сосновской низине.

Итак, геоморфологические условия г. Чебоксары и пригорода в целом являются благоприятным фактором для развития рекреации.

Литература

1. Боголюбова С.А. Эколого-экономическая оценка рекреационных ресурсов: уч. пособ. М.: Академия, 2009. 256 с.

2. Бредихин А.В. Организация рекреационно–геоморфологических систем. Автореферат диссерт. канд. географ. наук. 25.00.25. М., 2008. 44 с.

3. Комарова М.Е. Комплексная геоэкологическая оценка туристско–рекреационного потенциала староосвоенного региона (на примере Белгородской области). Автореферат диссерт. канд. географ. наук 25.00.36. Белгород, 2009. 26 с.

4. Кусков А.С. Курортология и оздоровительный туризм. Ростов–на–Дону: Феникс, 2004. 320 с.

5. Никонорова И.В. Геолого–географические особенности формирования Чувашского участка Чебоксарского и Куйбышевского водохранилищ. Чебоксары: Чуваш. гос. ун–т, 2000. 104 с.

6. Преображенский В.С. Методические указания по характеристике природных условий рекреационного района // Географические проблемы организации туризма и отдыха. М., 1975. Вып. 1. С. 50–129.

7. Сироткин, М.М. Географический анализ природных факторов оврагообразования и оценка современной эрозии на территории Чувашской АССР. Диссертация канд. географ. наук. Казань, 1971.

# ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ МАЛОВОДЬЯ НА СРЕДНЕМ ДОНУ В ВОЛГОГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

*Дедова И.С.*
Волгоградский государственный социально-педагогический университет, Волгоград, Россия, itrofimova@yandex.ru

# ECOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL CONSEQUENCES OF WATER SHORTAGE IN THE MIDDLE DON, VOLGOGRAD REGION

*Dedova I. S.*
Volgograd State Social-Pedagogical University, Volgograd, Russia, itrofimova@yandex.ru

В настоящее время (2014-2015 гг.) в Волгоградской области остро стоит проблема маловодья в Волго-Ахтубинской пойме. Малые объемы сбросов воды в теплое время года через плотину Волжской ГЭС привели весной 2015 г. к почти полному отсутствию затопления поймы, в результате чего вододефицитными стали не только ерики, но и колодцы и скважины у населения. Последствия этого негативного явления проявляются в биоценозах поймы: увеличение доли сухостоя дубрав, критически низкий уровень воды в озерах и реках, усиление процессов эвтрофикации и др. Однако подобного рода проблемы характерны не только для Волго-Ахтубинской поймы. В долине р. Дон половодье также отсутствовало в 2015 г., а ведь донская пойма по эстетической привлекательности ландшафтов, а также хозяйственной и рекреационной нагрузке не уступает Волго-Ахтубинской пойме. Малый интерес к ней обусловлен также отсутствием мощного гидроузла и, следовательно, отсутствием крупных потребителей воды и электроэнергии, однако отсутствие полой воды в 2015 г. на пойме обуславливает ряд проблем, идентичных для природных комплексов Волго-Ахтубинского междуречья. Поэтому необходим анализ последствий донского маловодья 2015 г., к которым относятся: 1) отсутствие затопления займища и снижения урожайности пастбищ и сенокосов; 2) падения уровня воды в пойменных озерах и их эвтрофикация; 3) пересыхание еричных систем и потеря гидравлической связи с основным руслом Дона.

Донская пойма относится к типу сегментно-гривистых пойм (по классификации А.В. Чернова) [1], и развита по большей части вдоль левого берега реки. Небольшие её участки шириной 0,5-1,0 км отмечаются у правого берега (например, у ст. Сиротинская). Правобережная пойма имеет вид ровных площадок, обрывающихся яром к руслу реки высотой до 3-5 м. В них хорошо виден геологический разрез аллювиально-пойменных отложений, представленный чередованием сероватых супесей и песчанистых илов, подстилаемых светло-серой косослоистой фацией руслового аллювия. Левобережная пойма пред-

ставлена генерациями трех типов, которые выделяются ландшафтными особенностями.

*Прирусловая пойма*, представленная чередованием грив и межгривных понижений, покрытых лесом. Её ширина составляет 0,4 км до 0,8 км. Граница между прирусловой и центральной поймой проводится по еричным системам, а также по перегибам рельефа. Средняя высота прирусловой поймы составляет +36…+38 м. Рельеф этой части поймы в настоящее время отличается хорошей дифференциацией, относительная высота грив над днищами межгривных понижений, ложбин и ериков составляет 2,3-2,6 м. *Центральная пойма* выделяется по снижению абсолютной высоты до +36 м на гривах и относительной на 1-1,5 м. Ширина её колеблется от 1,5 до 3,5 км. Для неё характерно развитие биоценозов влажных лугов с высокой плотностью травостоя, представленных пырейно-осоковыми лугами с примесью люцерны, солодки, вики и прочих кормовых трав. Для межгривных понижений и на берегах озер типичны ветлянники и осинники. Поверхность более снивелирована, выделяются веера блуждания, генетически связанные со старичными озерами, радиусом 1-2 км, а также эрозионные борозды стока полых вод, создающие гофрировку поверхности. Последние имеют ширину около 1 м и глубину в несколько десятков см. *Притеррасная пойма* имеет ширину 150-200 м, маркируется по остепнению растительности (появлению в травостое злаков, полыней, кохии простертой и др.) и переходе изогипсы абсолютной высоты выше +38 м. Средняя абсолютная высота её +38 м… + 40 м.

Современная динамика пойменных сообществ обусловлена ритмичностью поступления полых вод на пойму, главным образом, в начале – середине мая, когда отмечается пик половодья, при этом затопление поймы достигает до 95% площади. Многолетние наблюдения автора позволяют выделить следующие стадии поступления воды на пойму:

1. Стадия затопления приречной продольно-гривистой поймы. Самое раннее затопление отмечалось в конце февраля в 1896 г., а в с 90-х гг. XX в. - в конце апреля. В 2014 г. 1 мая водой были заполнены межгривные понижения, высота столба воды равнялась 0,5 м.

2. Выход воды на центральную пойму – 5-6 мая.

3. Затопление притеррасной поймы – 10-12 мая, однако в 2006 г. в этот период времени вся притеррасная пойма была покрыта столбом воды 1,4 м.

Однако по многолетним данным именно в последней декаде апреля – начале мая отмечаются руслоформирующие расходы р. Дон, максимумы которых были зарегистрированы в начале XX в. и превысили 11000 м$^3$/сек [2]. Спад воды отмечается уже после 15 мая и продолжается до конца месяца. 22-25 мая можно увидеть лишь затопленной прирусловую пойму с высотой столба воды до 0,3 м. Однако в 2014-2015 гг. вода не выходила на пойму, а потому гидравлическая связь между пойменными озерами и старично-еричными водоемами оказалась нарушена. Это обусловило снижение уровня воды в ериках, а порой их полное пересыхание. В результате обнажились формы микрорельефа дна и берегов

ериков, представленные небольшими донными водороинами, ровными площадками, покрытыми суглинистым аллювием, а также уступами берега, высотой несколько десятков см. Также было установлено, что в пределах исследуемой территории глубина ериков составляет 1,8-2,3 м, а профиль имеет корытообразную форму, осложненную расширенными котлообразными участками. Осадконакопление в меженный период обусловлено плоскостным стоком с пойменных грив, а также скоплением растительного опада мощностью 2-4 см, масса которого составляет 1-2,2 кг/м$^2$.

Что касается пойменных озер, то для них наиболее остро стоит проблема эвтрофикации. По положению на пойме они делятся на озера центральной поймы (основная масса, форма – от треугольной до овально-округленной) и озера притеррасной поймы (серпообразные, линейно-вытянутые котловины). Озера окружены зонами зарастания шириной 5-6 м, представленными тростниково-ивняковыми и тростниково-камышово-осоковыми сообществами. Обследованные озера характеризуются сокращением площади зеркала воды в 1,6-2,5 раза (табл. 1), для них характерно обнажение илистых донных площадок, падение уровня воды до 1,0-2,5 м.

*Таблица 1*

*Сравнительные данные площади зеркала воды в отдельных пойменных озерах Нижнего Дона*

| Название водоема | Площадь меженная, км$^2$ | Площадь полойная, км$^2$ |
|---|---|---|
| Гнилое | 0,06 | 0,14 |
| Ильмень | 0,05 | 0,13 |
| Громок | 0,1 | 0,2 |
| Стоялое | 0,14 | 0,36 |
| Треугольное | 0,21 | 0,33 |

Для озерной воды характерно увеличение мутности, превалирующая окраска – желтовато-зеленая и синевато-зеленая, что обусловлено активным размножением сине-зеленых водорослей. Для подобных водоемов типичны заморные явления и сероводородное заражение.

Таким образом, маловодье в границах донской поймы в Волгоградской области приводит не только к остепнению пойменных сообществ, но и к нарушению гидравлической связи между основным руслом Дона и пойменными водоемами. Последствия этого явления выражаются в заилении пойменных озер, сокращению их площади, зарастанию эрозионных борозд, отсутствию поступления пойменного наилка.

Литература:

1. Чалов, Р.С. Речные излучины: монография / Р.С. Чалов, А.С. Завадский, А.В. Панин. М.: Изд-во МГУ, 2004. 371 с.

2. Проект нормативов допустимого воздействия на водные объекты бассейна р. Дон (российская часть) / реферат; директор проекта – д.т.н., проф. Н.Б. Прохорова; гл. инженер, д.тех.н., проф. А.Е. Косолапов. Екатеринбург, 2011. 465 с.

# ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ТОПОНИМИИ ВОЛГОГРАДСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

*Дьяченко Н.П.*
Волгоградский государственный социально-педагогический университет, Волгоград, Россия, ms.npdyachenko@mail.ru

# GEOMORPHOLOGICAL ASPECTS OF THE TOPONYMY OF THE VOLGOGRAD VOLGA REGION

*Dyachenko N.P.*
Volgograd State Social Pedagogical University, Volgograd, Russia, ms.npdyachenko@mail.ru

Изучение собственных названий географических объектов входит в круг интересов топонимики, раздела языкознания, в числе других топонимов изучающего и географические названия форм рельефа земной поверхности – оронимы. Происхождение и смысловое значение географических названий геоморфологических объектов, безусловно, представляет несомненный интерес, поскольку отражает экологические аспекты взаимодействия геоморфологических систем с человеком, его местообитанием и жизнедеятельностью. Важный краеведческий аспект таких исследований обусловлен их ценностью для познания историко-географических особенностей родного края.

Основываясь на трудах Долгачева И.Г., Супруна В.И., Крюковой И.В., Поспелова Е.М., Брылева В.А., представляется возможным произвести попытку систематизации оронимов Волгоградского Поволжья не только относительно их принадлежности к различным топонимическим слоям и этимологическому значению, но и классифицировать их с геоморфологических позиций. Необходимо определить происхождение оронимов в связи с их положением в системе геоморфологического районирования Волгоградской области от геоморфологических областей и районов к типичным формам рельефа основных морфоскульптурных комплексов нашей территории: овражно-балочного, оползневого, эолового, карстового и суффозионного. Важно проследить взаимосвязи формирования оронимов с гидронимами, поскольку они, как правило, имеют более раннее происхождение; выявить особенности влияния местных особенностей рельефа на происхождение названий населенных пунктов и водных объектов; в образовании геоморфологических наименований показать важную роль апеллятивов – гряда, гора, бугор, лог, овраг, яр и других.

Географические названия большей части геоморфологических областей (Средне-Русская возвышенность, Доно-Донецкая равнина, Окско-Донская равнина, Приволжская возвышенность, Прикаспийская низменность) и геоморфологических районов (Чирско-Донское плато, Хоперско-Бузулукская равнина, Медведицко-Иловлинская гряда) связаны с особенностями их местонахождения

относительно крупных рек или моря. В названиях некоторых других геоморфологических областей и районов прямо отражена морфология рельефа. Ороним Ергенинская возвышенность происходит от калмыцкого «ерге» – «крутой берег» в связи с тем, что восточный склон ее изрезан короткими и глубокими балками. Сыртовая равнина получила название от тюркского «сырт», означающего вытянутую невысокую плоскую возвышенность, поскольку отметки рельефа Низкого Сырта не превышают 70-90 м и характеризуются слабоволнистыми водоразделами, расчлененными пологосклонными балками. Название Калачской возвышенности происходит от нарицательного «калач», в русских диалектах означающего как округлую излучину реки, в данном случае донскую, так и саму обтекаемую полукруглую возвышенность [1]. Наименование Медведицкие Яры также содержат нарицательное «яр», заимствованное из тюркских языков и означающего крутой, обрывистый берег, а правобережье Медведицы приподнято здесь до 180-240 м и изобилует короткими и глубоко врезанными оврагами. По мнению исследователей, донская и поволжская топонимия тюркского происхождения сложилась с XII-XIII вв., а названия славянского происхождения формируются с XVI в. Таким образом, исторически обусловлено соседство и взаимосвязи тюркских и славянских географических названий на территории Волгоградской области [2].

Названные влияния особенно четко проявились в содержании и названии оронимов на морфоскульптурном уровне. Наиболее распространен на Правобережье Волги овражно-балочный рельеф. Эрозионные формы рельефа имеют в своих наименованиях местные южнорусские названия лог, буерак с диалектной формой барак, суходол и тюркское название яр. Морфометрические особенности названных форм рельефа (протяженность, размеры, характер склонов) проявились в названиях следующих оронимов – Большая балка, Долгая балка, овраг Долгий, Мелкая балка, балка Крутенькая, Крутая балка, Крутой овраг, Крутоярщина. Морфология (извилистость русла, рисунок в плане) нашла свое отражение в таких названиях, как Прямая балка, Вирюхляйка, Развильная балка. Местоположение эрозионной формы отмечается в оронимах Банный овраг, Суводская балка (суводь, заводь, залив), Земский овраг (то есть принадлежавший местному земству), Зимовной овраг (по-видимому, расположенный рядом с казачьим зимовьем), Казенная балка (на государственных землях), Рубежная балка (как рубеж между юртами станиц). Геологическое строение местности (состав, свойства и цвет горных пород) обозначено в наименованиях Каменский буерак, Крепкая балка, Лог Песчаный, Меловая балка, балка Песчаная, балка Песковатка, овраг Меловой, овраг Беленький, Большой Каменный овраг, Вязенка и Кирхинка (от тюркского «кир» - грязь, вязкая глина). В связи с преобладающей растительностью или представителями животного мира названы Березовая, Вербовая, Вишневая, Грушевая, Дубовая, Липовая, Липологовская балка, Дубовый овраг, Карагичева (вяз мелколистный) балка и Караичев буерак, Елхи (от диалектного названия ольхи) и Ельшанка, балка Косарка (местное название диких луговых ирисов), Журавка, Лисья балка, Чапурниковская балка (от диа-

лектного названия цапли – чапуры) и Чапурья балка. Особенности гидрологического режима местности, пересыхающий характер водотоков обозначены в оронимах Балка Сухая, Водяная балка, Соленая балка, Студеный буерак, Суходол (лощина, долина без воды). Исторические события отражены в названиях Веселая балка, Купоросная балка (связано с кожевенным производством), Мокрая и Сухая Мечетка (от золотоордынского поселения Мечеть), овраг Стенькина Тюрьма (обусловлено событиями времен крестьянского восстания Степана Разина) [3].

Названия оронимов, связанные с развитием карстового морфогенеза и приуроченные к районам выходов на дневную поверхность карбоновых известняков, можно обнаружить на территории Фроловского и Клетского районов области. Балка Паника, расположенная южнее г. Фролово, имеет древнерусское название, происходящее от глагола «поникнуть», то есть уйти в землю, иссякнуть, что обусловлено нахождением здесь карстовых воронок и понора. Подобные топонимы Поныретка, Поникля, Понырье обнаруживаются и в других карстовых районах России. Карстовые процессы в окремнелых известняках с образованием карров распространены в окрестностях хутора Перекопки Клетского района. Древнерусское слово «перекоп» свидетельствует о проведении неких земляных работ, связанных с пересыхающим характером одноименного водотока, также обусловленным проявлением карстовых процессов.

Эоловый морфогенез обусловил происхождение названия Бурты на волжском острове Быковского района, которое возникло от слова «бурт», то есть насыпь, и связано с перевеванием песчаных отложений. В пределах Приволжской песчаной гряды у с. Луговая Пролейка песчаный холмистый рельеф носит наименование Буруны. Название балки Кучугуры в Дубовском районе в окрестностях с. Полунино также происходит от нарицательного слова в донских говорах со значением «песчаные холмы, буруны» [2, 3].

Разнообразные по форме и величине неглубокие понижения рельефа на Прикаспийской низменности именуются лиманами с первоначальным значением «залив», заимствованным из греческого языка с южнорусским распространением и используемым в Заволжье как низина, заливаемая весенними или дождевыми водами. Морфометрические и морфологические признаки закреплены в топонимах Лиман Длинный на юге Палласовского района, Могута в Николаевском районе, то есть «могутной» – могучий, большой. Происхождение названия Ханского лимана и лимана Неспи связывается с историческими событиями данной местности: принадлежностью к владениям бывшего хана и соответственно с несением караульной службы в защиту солевозчиков от кочевников по Чумацкому шляху [3].

В названиях возвышенных форм рельефа Правобережья Волги встречаются нарицательные гряда, гора, бугор, утес, курган, кряж, венцы, имеющие определенное геоморфологическое значение. В северных районах Волгоградской области, как наиболее приподнятой территории, такие оронимы наиболее распространены. Гряда, как общее название вытянутых, относительно невысоких по-

ложительных форм рельефа, участвует в образовании оронима Перевозинская гряда, расположенной к востоку от г. Жирновска, название которой свидетельствует о наличии перевоза (переправы) на р. Медведице. Происхождение названия Ураковой горы, 90-метровой горы, расположенной в Камышинском районе, возможно связано с тюркским словом «урак», обозначающим короткую серпообразную косу для срезания широко распространенного здесь тростника. Морфологические черты рельефа отражены в известных названиях Уши и Столбичи. В русских говорах словом «венец» называют возвышенные места, по форме напоминающие венец – полукруг. Местное название Венцы встречаем на столовых останцовых палеогеновых водоразделах Восточно-Донской гряды в районе станицы Трехостровской. Неоднократно встречается ороним Шихан, образованный от татарского слова, означающего одиночный холм, в районе станицы Суводской и у с.Романовка – бугор Шихан 212 м. Бугром называют в волжских и донских степях любое небольшое возвышение рельефа. В ороним Жареный бугор 267 м в районе г. Жирновска отражены особенности геологического строения территории. Глыбы неокомского ожелезненного песчаника, которыми он сложен, по цвету напоминают поджаренные ломти хлеба. Такими же песчаниками сложены плоские бронированные водоразделы самого высокого в области Гусельско-Тетеревятского кряжа. Широко распространены оронимы с использованием тюркского слова «курган», означающего насыпь над захоронением или холм для сторожевого надзора, в том числе обозначающие останцовые возвышенности естественного происхождения – Мамаев Курган. Реже в топонимах встречается апеллятив «утес», как резко возвышающийся, высокий крутой обрыв коренного берега долины. Самый известный – Утес Степана Разина, возвышающийся над Волгой на 35м, сложенный пластом белого мела. Название свидетельствует о пребывании здесь атамана крестьянского восстания 1667-1671 гг. и его дружины [4].

Происхождение названий антропогенных форм рельефа обусловлено историческими событиями – Петров Вал, сторожевая засечная линия – Вал Анны Иоанновны. Многие формы рельефа имеют так называемое отфамильное происхождение, также прослеживается их связь с ойконимами, которые в свою очередь имеют в своих названиях геоморфологическую составляющую – Светлый Яр, Красный Яр, Подгорский, Горный Балыклей, Прямая Балка, Дубовый Овраг.

Таким образом, на территории Волгоградского Поволжья в образовании географических названий форм рельефа отмечается взаимовлияние и взаимосвязь оронимов с другими топонимами, особенно гидронимами; наименования геоморфологических объектов имеют преимущественно тюркское и славянское происхождение; геолого-геоморфологические и другие природные особенности местности отражены в названиях форм рельефа земной поверхности.

Литература

1. Поспелов Е.М. Географические названия мира: Топонимический словарь: Ок. 5000 единиц/ Е.М.Поспелов: Отв. ред. Р.А. Агеева. 2-е изд., стереотип. М.: Русские словари: ООО «Издательство «Астрель»: ООО «Издательство АСТ», 2002, 512 с.

2. Долгачев И.Г. Язык земли родного края. Изд. 2-е, перераб. и доп. Волгоград: Ниж.-Волж. кн. изд-во, 1989. 144 с.

3. Крюкова И.В., Супрун В.И. Реки и водоемы Волгоградской области: гидронимический словарь. Изд. 2-е, перераб. и доп. Волгоград: Изд-во ВГАПК РО, 2009. 380 с.

4. Экскурсии в родную природу. Научно-популярные очерки по географии Волгоградской области: свидетели прошлых эпох, землетрясения и оползни, природные парки, памятники природы, туристические маршруты / В.А. Брылев. М.: «Глобус», 2009. 120 с.

# ОЦЕНКА ДИНАМИКИ ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЯ В БАССЕЙНАХ РЕК ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 30 ЛЕТ ПО ДАННЫМ ДЗЗ[16]

*Иванов М.А.*
Казанский федеральный университет, Казань, Россия, maximko-87@mail.ru

# ASSESSMENT OF LAND USE DYNAMICS IN THE BASINS OF THE EUROPEAN PART OF RUSSIA FOR THE LAST 30 YEARS USING REMOTE SENSING DATA

*Ivanov M.A.*
Kazan Federal University, Kazan, Russia, maximko-87@mail.ru

После распада СССР в переходный период от плановой к рыночной экономике, произошли существенные изменения в структуре землепользования [1]. Спутниковый мониторинг играет важную роль в оценке динамики землепользования и состояния растительного покрова. Данные дистанционного зондирования могут служить источником для соответствующих детальных карт [2].

Особенности изменения землепользования во многом определяют темпы эрозионно-аккумулятивных процессов и ряда других экзогенных процессов в пределах равнинных территорий. В связи с высокой динамичностью изменений характера землепользования возникает необходимость оперативного получения актуальной информации об их пространственных изменениях за определённые интервалы времени [3].

Для создания и обновления пространственных баз данных землепользования на региональном уровне (на уровне средних по размерам речных бассейнов или

[16] Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 15-17-20006

других территориальных единиц) подходят многозональные снимки среднего разрешения, наиболее популярными из которых являются снимки, выполненные со спутников Landsat, начиная с Landsat 5 [4].

В ходе работы был проведен анализ динамики структуры землепользования в период 1986-2015 гг. на территории трех бассейнов: бассейн р. Медведица по замыкающему створу в районе г.Аткарск (Саратовская область), бассейн р. Свияга по замыкающему створу в районе с.Большие Ключищи (Ульяновская область, Республика Татарстан), и бассейн р. Улема (Республика Татарстан). Особое внимание было уделено анализу фактического сокращения площади пашни и морфометрических характеристик заброшенных участков для дальнейшей оценки вероятных изменений темпов эрозионных процессов на пашне.

В качестве исходных материалов использовались разновременные снимки со спутников Landsat 5 и Landsat 8 (таб. 1) предоставленные геологической службой США (USGS) [5].

В качестве дополнительных материалов была использована растровая модель земного покрова 2010 года Globeland30 [6], построенная на основе данных Landsat TM/ETM, China Environmental Disaster Alleviation Satellite (HJ-1), данных MODIS NDVI, глобальных ЦМР, тематических данных и онлайн-ресурсов (Google Earth, Bing Map, OpenStreetMap и Map World) [7]. Модель имеет пространственное разрешение 30 м. Все данные предварительно были переведены в проекцию UTM, зона 39, система координат WGS 84; снимки Landsat 5 были синтезированы в сочетании 5, 4 и 3 каналов, а снимки Landsat 8 – 6, 5 и 4 каналов.

На первом этапе был определен перечень дешифрируемых категорий земель, куда вошли земли лесного фонда, земли сельскохозяйственного назначения (а именно пахотные угодья и естественные сенокосно-пастбищные угодья), земли поселений, земли водного фонда.

Различные категории земель дешифрировались различными методами. Водоемы и леса выделялись методом автономной компьютерной классификации по методу ISODATA в программе ERDAS Imagine. Леса дешифрировались по зимним снимкам, на которых лесопокрытые территории хорошо идентифицируются за счет контраста на фоне снежного покрова. Выделялось достаточно небольшое количество кластеров (5-7), из которых в дальнейшем выделялся класс «Леса», путем присвоения кода 1 кластерам соответствующим лесам, и кода 0 всем остальным кластерам. Для минимизации ошибок, в некоторых случаях, классифицировались несколько зимних и ранневесенних снимков, а леса выделялись путем перемножения тематических растров с выделенным классом «леса», полученных в результате классификации. Результаты дешифрирования конвертировались в векторный формат.

Водоемы также выделялись методом ISODATA, однако для этого использовались весенние (майские) снимки, когда наполнение водоемов максимально после периода весеннего снеготаяния.

*Таблица 1*

*Исходные материалы космической съемки*

| Бассейн р. Медведица | | | |
|---|---|---|---|
| ***Landsat 5*** | | ***Landsat 8*** | |
| ***ID сцены*** | ***Дата съемки*** | ***ID сцены*** | ***Дата съемки*** |
| LT51720241985014XXX01 | 14.01.1985 | LC81720242014030LGN00 | 30.01.2014 |
| LT51720241985126KIS00 | 06.05.1985 | LC81720242014142LGN00 | 22.05.2014 |
| LT51720241985222XXX04 | 10.08.1985 | LC81720242014254LGN00 | 11.09.2014 |
| LT51720241989041KIS00 | 10.02.1989 | LC81720242014286LGN00 | 13.10.2014 |
| | | LC81720242015049LGN00 | 18.02.2015 |
| | | LC81720242015129LGN00 | 09.05.2015 |
| | | LC81720242015177LGN00 | 26.06.2015 |
| | | LC81720242015209LGN00 | 28.07.2015 |
| | | LC81720242015225LGN00 | 13.08.2015 |
| **Бассейн р. Свияга** | | | |
| ***Landsat 5*** | | ***Landsat 8*** | |
| ***ID сцены*** | ***Дата съемки*** | ***ID сцены*** | ***Дата съемки*** |
| LT51710221985071KIS00 | 12.03.1985 | LC81710222013324LGN00 | 20.11.2013 |
| LT51710221985119XXX04 | 29.04.1985 | LC81710222014103LGN00 | 13.04.2014 |
| LT51710221985151KIS06 | 31.05.1985 | LC81710222014183LGN00 | 02.07.2014 |
| LT51710221985247XXX02 | 04.09.1985 | LC81710222014263LGN00 | 20.09.2014 |
| LT51710231985071KIS00 | 12.03.1985 | LO81710222015042LGN00 | 11.02.2015 |
| LT51710231985119XXX04 | 29.04.1985 | LC81710232013324LGN00 | 20.11.2013 |
| LT51710231985151KIS06 | 31.05.1985 | LC81710232014103LGN00 | 13.04.2014 |
| LT51710231985247XXX02 | 04.09.1985 | LC81710232014183LGN00 | 02.07.2014 |
| | | LC81710232014263LGN00 | 20.09.2014 |
| | | LO81710232015042LGN00 | 11.02.2015 |
| **Бассейн р. Улема** | | | |
| ***Landsat 5*** | | ***Landsat 8*** | |
| ***ID*** | ***Дата съемки*** | ***ID сцены*** | ***Дата съемки*** |
| LT51710221985071KIS00 | 12.03.1985 | LC81710222013324LGN00 | 20.11.2013 |
| LT51710221985119XXX04 | 29.04.1985 | LC81710222014151LGN00 | 31.05.2014 |
| LT51710221985151KIS06 | 31.05.1985 | LC81710222014263LGN00 | 20.09.2014 |
| LT51710221985247XXX02 | 04.09.1985 | LO81710222015042LGN00 | 11.02.2015 |
| LT51710221986058KIS00 | 27.02.1986 | LC81700222015067LGN00 | 08.03.2015 |
| LT51710221986122XXX02 | 02.05.1986 | | |

Пахотные угодья и населенные пункты были векторизованы вручную в программе EasyTrace. При этом использовались снимки за разные сезоны (как для периода конца 1980х годов, так и для современного периода) для более точной идентификации границ выделяемых категорий земель. Первоначально оцифровывались пахотные угодья, сенокосно-пастбищные угодья и населенные пункты на снимках за 1985 года. Полученные слои (кроме населенных пунктов) накладывались на снимки 2014-2015 гг. и выделялись участки, где произошли изменения, которые в дальнейшем использовались для создания слоев категорий земель 2015г. Такой подход позволяет сохранять топологию объектов неизменившихся участков на слоях за разные годы. Для достоверного дешифрирования заброшенной пашни в качестве дополнительных материалов использова-

лись снимки сверхвысокого разрешения, представленные в программах Google Earth и SASPlanet. Современные границы населенных пунктов были получены с модели Globeland30 и скорректированы по снимкам.

Результаты автоматизированного дешифрирования и ручной векторизации были экспортированы в SHP формат. В программе ArcGIS была произведена корректировка топологии.

По результатам дешифрирования рассчитаны площади земель различных категорий в рассматриваемые периоды (табл. 2) и оценены произошедшие за 30 лет изменения (табл. 3). Следует отметить, что для минимизации влияния проекции на результаты, а так же для их сопоставимости с полевыми данными здесь и далее использовалось вычисление площадей «на сфере». Для каждого бассейна построены карты функционального использования земель за конец 1980х годов и 2015 года.

*Таблица 2*

*Структура землепользования в рассматриваемые периоды*

| **Бассейн р. Медведица** | | | | |
|---|---|---|---|---|
| ***Категория земель*** | ***1985-1989 гг.*** | | ***2014-2015 гг.*** | |
| | ***Площадь, га*** | ***% от общей площади*** | ***Площадь, га*** | ***% от общей площади*** |
| ***Лес*** | 49637,06 | 13,7 | 59622,74 | 16,5 |
| ***Луг*** | 54850,45 | 15,2 | 67815,76 | 18,8 |
| ***Пашня*** | 247290,47 | 68,5 | 223537,50 | 61,9 |
| ***Водоемы*** | 1059,37 | 0,3 | 768,94 | 0,2 |
| ***Населенные пункты*** | 8226,28 | 2,3 | 9318,69 | 2,6 |
| ***Всего*** | 361063,63 | 100,0 | 361063,63 | 100,00 |
| **Бассейн р. Свияга** | | | | |
| ***Категория земель*** | ***1985 г.*** | | ***2013-2015 гг.*** | |
| | ***Площадь, га*** | ***% от общей площади*** | ***Площадь, га*** | ***% от общей площади*** |
| ***Лес*** | 86574,20 | 25,2 | 125264,41 | 36,5 |
| ***Луг*** | 49430,24 | 14,4 | 62415,89 | 18,2 |
| ***Пашня*** | 195150,02 | 56,9 | 141598,19 | 41,3 |
| ***Водоемы*** | 704,39 | 0,2 | 626,05 | 0,2 |
| ***Населенные пункты*** | 11390,88 | 3,3 | 13345,19 | 3,9 |
| ***Всего*** | 343249,73 | 100,0 | 343249,73 | 100,00 |
| **Бассейн р. Улема** | | | | |
| ***Категория земель*** | ***1985-1986 гг.*** | | ***2013-2015 гг.*** | |
| | ***Площадь, га*** | ***% от общей площади*** | ***Площадь, га*** | ***% от общей площади*** |
| ***Лес*** | 8717,38 | 9,9 | 12224,86 | 13,9 |
| ***Луг*** | 14571,03 | 16,5 | 14140,49 | 16,0 |
| ***Пашня*** | 60753,26 | 68,9 | 56781,87 | 64,4 |
| ***Водоемы*** | 85,23 | 0,1 | 92,04 | 0,1 |
| ***Населенные пункты*** | 4018,10 | 4,6 | 4905,74 | 5,6 |
| ***Всего*** | 88145,00 | 100,0 | 88145,00 | 100,00 |

*Таблица 3*

*Изменения, произошедшие за рассматриваемый интервал времени (30 лет)*

| Категория земель | Изменение, га | Изменение, % |
|---|---|---|
| **Бассейн р. Медведица** | | |
| **Лес** | 9985,68 | 20,1 |
| **Луг** | 12965,31 | 23,6 |
| **Пашня** | -23752,97 | -9,6 |
| **Водоемы** | -290,43 | -27,4 |
| **Населенные пункты** | 1092,41 | 13,3 |
| **Бассейн р. Свияга** | | |
| **Лес** | 38690,21 | 44,7 |
| **Луг** | 12985,65 | 26,3 |
| **Пашня** | -53551,83 | -27,4 |
| **Водоемы** | -78,34 | -11,1 |
| **Населенные пункты** | 1954,31 | 17,2 |
| **Бассейн р. Улема** | | |
| **Лес** | 3507,48 | 40,2 |
| **Луг** | -430,54 | -3,0 |
| **Пашня** | -3971,39 | -6,5 |
| **Водоемы** | 6,81 | 8,0 |
| **Населенные пункты** | 887,64 | 22,1 |

Как видно из результатов, во всех бассейнах произошло сокращение площадей пахотных угодий, в связи с их забрасыванием и дальнейшим зарастанием (этим обусловлено увеличение площадей лесов и естественных сенокосно-пастбищных угодий). Также наблюдается закономерный рост площади населенных пунктов.

Более подробно была проанализирована динамика пахотных угодий, поскольку фактор распаханности во многом определяет темпы эрозионно-аккумулятивных процессов. Однако, для оценки этих темпов важно выяснить обусловлено ли сокращение пашни морфометрией рельефа (в первую очередь проанализирована крутизна склонов). По ЦМР SRTM 30м разрешения были построены растры уклонов на территорию рассматриваемых бассейнов. Выделены пиксели соответствующие участкам заброшенных пахотных угодий и проведен статистический анализ соответствующих значений уклонов (рис. 1-3, табл.4-6).

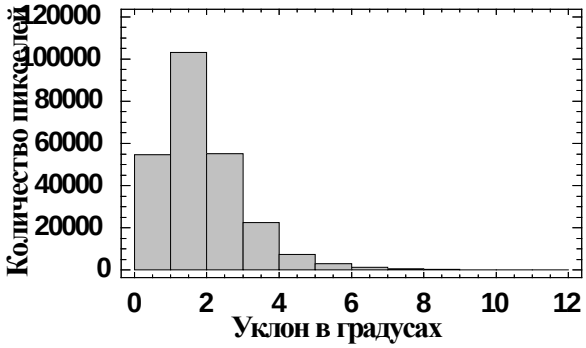



Рисунок 1. Гистограмма частот пикселей по уклону (бассейн р. Медведица)

*Таблица 4.*

*Основные статистики по уклону (бассейн р. Медведица)*

| | |
|---|---|
| Среднее | 1,82 |
| Стандартное отклонение | 1,18 |
| Минимум | 0,0 |
| Максимум | 14,88 |
| 90,0% *перцентиль* | 3,32 |
| 99,0% *перцентиль* | 5,79 |

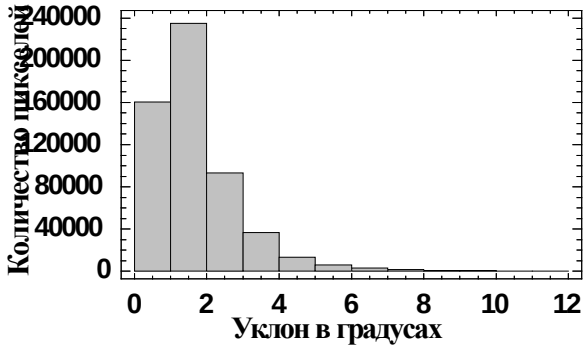



Рисунок 2. Гистограмма частот пикселей по уклону (бассейн р. Свияга)

*Таблица 5.*

*Основные статистики по уклону (бассейн р. Свияга)*

| | |
|---|---|
| Среднее | 1,62 |
| Стандартное отклонение | 1,19 |
| Минимум | 0,0 |
| Максимум | 19,21 |
| 90,0% *перцентиль* | 3,04 |
| 99,0% *перцентиль* | 5,99 |

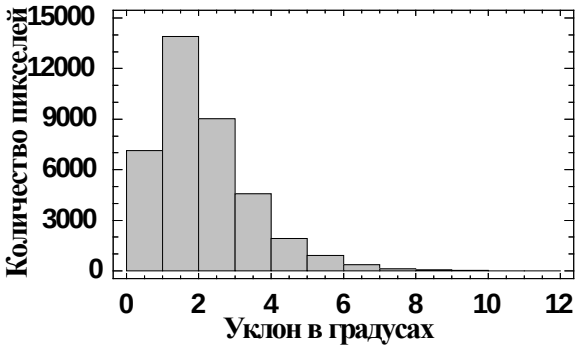



Рисунок 3. Гистограмма частот пикселей по уклону (бассейн р. Улема)

*Таблица 6.*

*Основные статистики по уклону (бассейн р. Улема)*

| | |
|---|---|
| Среднее | 2,06 |
| Стандартное отклонение | 1,36 |
| Минимум | 0,0 |
| Максимум | 13,09 |
| 80,0% *перцентиль* | 3,02 |
| 99,0% *перцентиль* | 6,47 |

Средние значения уклонов на заброшенных участках пашни во всех трех бассейнах не превышают 2,1 градуса, а от 80 до 90 % пикселей имеют значения уклонов до 3 градусов. Таким образом, можно заключить, что сокращение пашни произошло не за счет выведения из оборота эрозионно-опасных участков, а по социально-экономическим причинам.

Литература

1. Prishchepov A V, Radeloff V C, Baumann M, Kuemmerle T и Müller D (2012). Effects of institutional changes on land use: agricultural land abandonment during the transition from state-command to market-driven economies in post-Soviet Eastern Europe. Environmental Research Letters 7 024021

2. Kraemer R, Prishchepov A V, Müller D, Kuemmerle T, Radeloff V C., Dara A, Terekhov A, Frühauf M (2015). Long-term agricultural land-cover change and potential for cropland expansion in the former Virgin Lands area of Kazakhstan. Environmental Research Letters.10 054012

3. Ивнов М.А. Методические аспекты картографирования типов землепользования по данным космической съемки // География и регион: материалы междунар. науч.-практ. конф. (23–25 сентября 2015 г.): в 6 т. / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2015. Т. IV. Гидрометеорология. Картография и геоинформатика. С. 203-208.

4. Yermolaev O.P., Ivanov M.A. Environmental Assessment of Basin Geosystems Based on the Landscape Approach // Biosciences Biotechnology Research Asia, November 2014.Vol. 11(Spl.Edn.), p.257-263.doi: http://dx.doi.org/10.13005/bbra/1472

5. Landsat Data: http://glovis.usgs.gov/

6. Globeland30 Data: http://www.globallandcover.com/GLC30Download/index.aspx
7. Jun Chen, Jin Chen, et.al., 2014, Global Land Cover Mapping at 30m Resolution: a POK-based Operational Approach, ISPRS Journal of P&RS, doi:10.1016/j.isprsjprs.2014.09.002.

# ПРОЯВЛЕНИЯ ЦИКЛИЧНОСТИ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В БАССЕЙНЕ Р. ЧЕРЕКА БАЛКАРСКОГО

*Караваев В.А., Семиноженко С.С.*
Институт географии РАН, Москва, Россия, vadimka_ig@mail.ru, grey_wolf.88@mail.ru

# OCCURRENCE OF EXTREME EXOGENOUS PROCESSES CYCLICISM IN THE BALKAR CHEREK RIVER BASIN

*Karavaev V.A., Seminozhenko S.S.*
Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, vadimka_ig@mail.ru, grey_wolf.88@mail.ru

В исследовании выдвигается гипотеза о том, что экстремальные геоморфологические процессы (далее – ЭГП), связанные с накоплением и перемещением обломочного материала – обвально-осыпные процессы и сели – подчиняются цикличности и зависят от совместного воздействия нескольких факторов.

После схода крупных селей в горном ландшафте в результате обвально-осыпных, русловых процессов, сходов лавин аккумулируется обломочный материал. По достижении критической массы даже при слабом воздействии любого из рассматриваемых факторов, происходит следующий сход. Сель является наиболее комплексным процессом, по отношению к которому другие выступают как подготовительные. Помимо осадков, температуры воздуха и сейсмичности [1], к факторам предлагается относить также морозное выветривание [2, 3] – количество переходов температуры воздуха через ноль в холодное время года – в зимне-весенний период и снегонакопление. Новизной является рассмотрение этих факторов в комплексе. Цикл развития этих ЭГП, в ходе которого одни процессы предшествуют другим, может занимать несколько лет.

В данной работе мы прослеживаем его на примере долин р. Черека Балкарского, истоков и притоков – территории, которую изучаем на предмет развития экстремальных экзогенных процессов, начиная с 2009 г. (рис. 1). Ряд наблюдений, таким образом, составляет 6 лет, что недостаточно для достоверного выявления цикла. Поэтому мы рассматриваем представляемое исследование как гипотезу, требующую уточнения и подтверждения новыми данными.

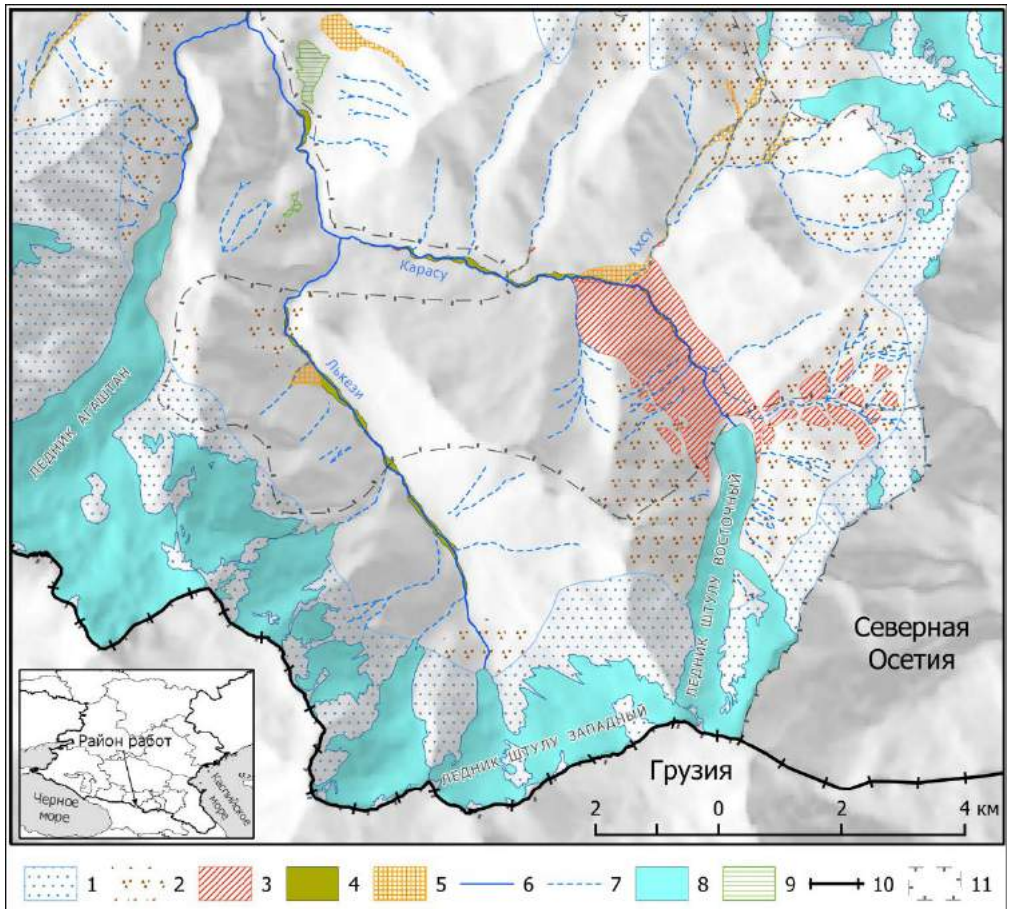



Рис. 1. Карта экстремальных экзогенных процессов в верховьях Черека Балкарского. Участки с активным проявлением процессов (цит. по [6]): 1 — нивально-гравитационных, 2 — обвально-осыпных; 3 — оползневых; 4 — флювиальных; 5 — пролювиальных; 6 — неселеносные русла; 7 — селево-лавинные комплексы; 8 — ледники; 9 — болота; 10 – граница РФ; 11 – граница Кабардино-Балкарского высокогорного заповедника.

Рассмотрим совместное действие этих 4-х факторов на подготовку литогенной основы местных ландшафтов к проявлению ЭГП по каждому году, когда на исследуемой территории проводился их мониторинг (рис. 2). Однако действие некоторых факторов необходимо отметить и в предыдущие годы. Прежде всего, сейсмичности.

6 февраля 2006 г. на исследуемой территории ощущались подземные толчки: по данным Геофизического Центра РАН (далее – ГЦ РАН) – 2 магнитудой 3, 22 и 4,17 баллов соответственно [4], а по сведениям Северокалифорнийского центра учёта землетрясений (Northen California Earthquake Data Center, далее -

СКЦЗ) – 4 магнитудой 3,01…5,48.баллов соответственно [5]. В октябре 2008 г. – январе 2011 г. землетрясения здесь отмечались только СКЦЗ – 10 сейсмических событий, наиболее сильное из которых магнитудой 6,72 балла, случилось 7 сентября 2009 г.. 19 января 2011 г. оба центра отметили землетрясения в 3,7 и 4,17 балла, а 18 августа того же года – в 4,38 и 4,57 балла соответственно. После этого, за исключением 2-х событий, по май 2013 г. землетрясения на модельной территории регистрировались только СКЦЗ. Магнитуда наиболее сильного из них, случившегося 23 октября 2011 г, составила 5,58 балла. ГЦ РАН за этот период отметил 2 события – 7 мая и 25 декабря 2012 г. магнитудой соответственно 3 и 4,08 балла (по данным СКЦЗ – 3,04 и 3,39 балла).

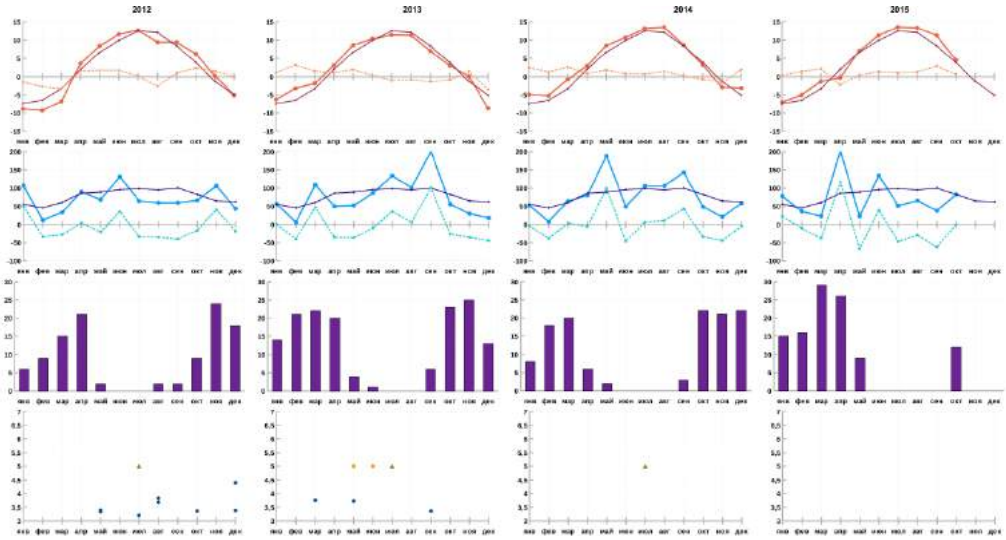



Рис. 2. Графики факторов проявления экстремальных экзогенных процессов в верховьях Черека Балкарского (цит. по [6]): I – температуры воздуха, ºС, II – осадков, III – количества дней с переходами температуры воздуха через 0ºС; IV – Экстремальные экзогенные процессы и землетрясения, 1 – среднемесячные значения за год, 2 – среднемесячные значения за 1951-2013 гг.,

2008-2011 гг. отличались в целом небольшим количеством осадков, однако в зимний период переходов температуры воздуха через ноль было много. Поэтому в эти 4 года были активны лишь обвально-осыпные процессы, в результате которых накапливался обломочный материал. Наконец, в июле 2012 г. на фоне даже малого количества переходов зимних температур через ноль и умеренного (не критического!) превышения осадков в тёплое время года, сошли крупные сели.

Зимний сезон 2008 г. отличался и обильными суммарными зимними осадками, и сильными снегопадами в ноябре 2007 г. и марте 2008 г. – 138,9 и 143,8 мм соответственно. Лавиноопасными были март 2009 г., (160,7 мм осадков) и ян-

варь 2010 г. (165,7 мм). 2010 г. отличался и большими суммарными зимними осадками – 417,5 мм. В апреле 2011 г. и январе 2012 г. на фоне умеренного общего количества осадков зимой, к лавиноопасным относились апрель 2011 г. и январь 2012 г. – 112,6 и 106,7 мм соответственно.

В зимне-весенний период 2012-13 гг. переходов температуры через ноль было много, равно как и дней с высокой температурой воздуха. Это обеспечило бурное снеготаяние и сильную активизацию русловых процессов весной-летом 2013 г. Однако, несмотря на 5 подземных толчков (по данным СКЦЗ, по данным ГЦ РАН – 1) в октябре 2012 г. - мае 2013 г. и большое количество переходов температуры через ноль зимой, накопления существенной массы обломочного материала не произошло. Лето 2013 г. было очень дождливым, но, относительно того же периода 2012 г., прохладным – ледниковые сели в высокогорье были неактивны, а из-за выработанного в предыдущий год обломочного материала не произошло сходов крупных селей.

Зимне-весенний сезон 2013/14 г. отличался средним количеством переходов через ноль, значительными для лавинообразования осадками в ноябре 2013 г. – 105,5 мм, лето – меньшим количеством осадков, хотя и более высокой температурой. Лето 2015 г. по температуре воздуха было почти аналогично 2014 г., но со значительно более дождливым июнем и меньшим количеством осадков в июле и августе[17]. Активность всех ЭГП, кроме лавин, была низкой.

Таким образом, мы предполагаем развитие цикла ЭГП по следующей схеме.

1. Подготовка критической массы обломочного материала в результате тектоники, морозного выветривания и сходов лавин.

2. Активизация обвально-осыпных процессов.

3. При благоприятных осадках и температуре – сходы крупных селей.

На исследуемой территории цикл ЭГП, включающий накопление обломочного материала, активизацию обвально-осыпных процессов и зарождение селей, по нашим предположениям, составляет 4…6 лет. Причём «спусковым механизмом» после накопления критической массы может послужить очень небольшое превышение осадков или температуры воздуха – в зависимости от типа питания селево-лавинных геосистем.

Литература:

1. Уломов В.И. Выявление потенциальных очагов и долгосрочный прогноз сильных землетрясений на Северном Кавказе // Изменение окружающей среды и климата. Природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. 1 Сейсмические процессы и катастрофы / А.О. Глико (под ред.). М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 127-146.

2. Воскресенский С.С. Склоновые процессы и морфолитогенез на склонах // Динамическая геоморфология. Изд-во Моск. ун-та, 1992 С. 112-136

[17] К началу июля 2015 г. из-за постоянных густых туманов в высокогорье таяние проходило крайне медленно – лежали снежники в местах, нетипичных для этого времени года и водотоки были очень маловодны. В результате ситуация для формирования гляциальных селей была неблагоприятной

3. Опасные природные процессы Серного Кавказа / В.В. Разумов (под ред.). М.: Феория, 2013. 320 с.
4. www.ceme.gsras.ru
5. www.ncedc.org
6. Караваев В.А., Семиноженко С.С. Цикл экстремальных экзогенных процессов в бассейне р. Черека Балкарского // Геоморфология. 2016. № 2. С. 34-40.

## РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ В ХОДЕ АКТИВНОЙ ФАЗЫ СОВРЕМЕННЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ПУЛЬСАЦИЙ НА ЗАПАДНОМ ШПИЦБЕРГЕНЕ (НА ПРИМЕРЕ ЛЕДНИКА КОМФОРТЛЕСС)[18]

*Кириллова А.В., Кокин О.В.*
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, osip_kokin@mail.ru

## LANDFORMS FORMATION DURING ACTIVE PHASE OF MODERN GLACIAL SURGES IN WEST SPITSBERGEN (THE EXAMPLE OF COMFORLESSBREEN)

*Kirillova A.V., Kokin O.V.*
Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, osip_kokin@mail.ru

Пульсирующие ледники характеризуются периодически внезапными, быстрыми и резкими изменениями скоростей движения, вызывающими подвижки фронта. При этом происходит увеличение площади ледника не за счет увеличения его объема, а за счет утонения толщи льда [1, 2]. Пульсации обусловлены в первую очередь не климатическими факторами, а внутриледниковыми процессами [3]. В настоящее время основными критериями идентификации ледниковых пульсаций являются характерные признаки поверхности льда (петли срединных морен, необычно интенсивная трещиноватость), а также резкие изменения положения фронта ледников, выявленные в результате дистанционного мониторинга или по данным натурных наблюдений [4]. Однако эти признаки недолговечны и позволяют установить только те пульсации, которые произошли относительно недавно (первые годы – десятки лет назад).

Рельеф и отложения, которые формируются в краевой зоне пульсирующих ледников, могли бы стать теми самыми "долговечными свидетелями" ледниковых пульсаций. Система надежных геолого-геоморфологических

[18] Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00274 мол_а

признаков диагностики пульсирующих ледников позволила бы реконструировать ледниковые пульсации прошлого (или "палеопульсации"). Важность этого заключается в том, что подвижки пульсирующих ледников (в силу своей специфики) не связаны напрямую с похолоданиями климата и могут происходить на фоне общей деградации оледенения, т.е. несут палеоклиматический смысл. Таким образом, созданные в результате пульсаций краевые ледниковые образования могут косвенно свидетельствовать не о ледниковой стадии, а скорее о фазе деградации оледенения.

Начиная с 1980-х гг. зарубежными учеными ведутся планомерное изучение рельефа краевых зон современных пульсирующих ледников [5-10]. За прошедшее время ими накоплен большой материал, появилась новая терминология (например, concertina eskers [11]). Однако в основном эти исследования направлены на выявление в краевых ледниковых зонах форм-индикаторов (морены напора, гряды трещинных экструзий, зигзагообразные озы, флютинг-морена, «хамокки-морейн»), которые бы свидетельствовали о пульсирующем характере исследуемых ледников [8]. Как показал анализ таких форм-индикаторов, они встречаются и у края непульсирующих ледников [8, 12]. Поэтому нами было предложено [13] в дополнение к формам-индикаторам проводить анализ форм рельефа, несущих информацию о максимальных пределах распространения, направлении движения и хода деградации льда, и исходить из представлений о характере движения льда пульсирующего ледника в его различные динамические фазы (подвижки и стабилизации).

В активную фазу (подвижки) происходит резкое увеличение скорости движения льда, в результате чего лед растрескивается, а ледник достигает своего максимального распространения за данный цикл пульсации [4]. Таким образом, основное отличие подвижки пульсирующего ледника от наступания «нормального» ледника заключается в более быстром движении льда, что может предопределять конфигурацию краевых ледниковых образований особенно при выходе долинных ледников за скальное обрамление на предгорную или прибрежную равнину [13]. При медленном движении ледника лед успевает растекаться в стороны, формируя гряды боковых морен, повторяющих изгибы скального обрамления, а при выходе за него – расходящихся в разные стороны. При быстром движении ледника лед не успевает растекаться, сохраняя прямолинейное движение, в результате чего формируются спрямленные боковые морены, которые лежат на одной линии с бортами долины даже за пределами скального обрамления, где отсутствуют борта, ограничивающие растекание ледника в стороны (при условии отсутствия резкого выполаживания продольного профиля ложа за скальным обрамлением).

В данной работе предпринята попытка проверить выдвинутую гипотезу на примере ледника Комфортлесс, пульсация которого отмечалась в период 2002-2009 гг. [10]. Для этого проводился анализ рельефа перед фронтом ледника до активной фазы (подвижки) и анализ конфигурации границ максимального

распространения льда и форм рельефа, которые коррелируют с ними, и их взаимоотношения со скальным обрамлением.

Судя по карте Норвежского полярного института (НПИ), составленной по аэрофотосъемке 1990 г. [14], в это время фронт ледника имел неровные очертания: ¾ левой части фронта ледника (за исключением узкой полосы вдоль левого борта) спускались в кутовую часть Английской бухты, образуя в целом вогнутую вверх по течению ледника линию, а ¼ правой части фронта находилась на суше, образуя выпуклую вниз по течению ледника линию. При этом сухопутная (правая) часть фронта отстояла от морской части более чем на 500 м ниже по течению ледника, т.е. на стыке морской и сухопутной частей фронт был ориентирован субпараллельно леднику на протяжении более 500 м. Приблизительно посередине сухопутной части на поверхность ледника выходила срединная морена, которая была сформирована в результате впадения в ледник Комфортлесс правого притока – Норденфьельдске. Перед сухопутной частью фронта располагались относительно плоские, местами слабо холмистые поверхности лимногляциальных и флювиогляциальных равнин [15]. Под отложениями последних погребены поля мертвого льда [16]. На границе сухопутной и морской части фронта, перед ледником располагалась скалистая гряда [15] высотой до 40-50 м, ориентированная вдоль движения ледника. Некоторыми исследователями она также интерпретируется как старая срединная морена[10]. Как видно из навигационной карты [14], бухта перед морской частью фронта ледника мелководная глубиной до 1-2 м, с плоским дном.

Скальное обрамление левого борта продолжается далеко вперед перед фронтом ледника, слегка отклоняясь влево, приводя к расширению долины, занятой бухтой. Оно периодически прерывается долинами-притоками, которые заняты малыми ледниками, не достигающими основной долины. Подножие левого борта покрыто моренными отложениями со следами гряд трещинных экструзий (crevasse-fill ridges). Скальное обрамление правого борта оканчивается выше по течению ледника относительно фронта 1990 г. – здесь ледник выходит за скальное обрамление и растекается направо. В 1990 г. у подножия правого борта на выходе из долины наблюдалась широкая изогнутая гряда боковой морены, срединная морена на поверхности ледника также повторяла изгиб параллельно правому борту.

С 1990 по 2002 гг. (космоснимок ASTER) морская часть фронта ледника отступила на 250 м, сухопутная часть (слева от срединной морены) – на 300-800 м, при этом фронт стал оканчиваться в море, а максимальная скорость движения льда в апреле 2001 г. составляла 0,45 м/день [17]. Таким образом, к 2002 г. протяженность морской части фронта ледника увеличилась – она стала протягиваться практически от левого борта до срединной морены у правого борта. С 2002 по 2009 гг. морская чась фронта продвинулась вперед на 500-700 м, максимальная скорость движения льда летом 2008 г. оценивается в 2 м/день [17]. Фронт сухопутной части к 2009 г. практически не изменил положения,

хотя лед в этой зоне растрескался. Следовательно, в результате пульсации фронт сухопутной части 2009 г. не преодолел положение фронта 1990 г.

В ходе пульсации сформировалась узкая полоса невысокой морены напора в основном перед морской частью фронта, где она возвышается над уровнем моря. С одной стороны, наличие относительно мощной толщи неконсолидированных морских осадков в отличие от мерзлых маломощных отложений на суше, глубина оттаивания которых, возможно, не превышает 1 м, благоприятно для формирования напорной морены [18]. С другой стороны, небольшие размеры можно объяснить тем, что в целом вектор движения ледника во время пульсации был направлен параллельно ложу. Именно поэтому фронт не встречал сопротивления. Вероятно, только за счет того, что блоки льда погружались в мягкие пластичные морские осадки, располагавшиеся перед ледником, происходило их выдавливание, надвигание и переотложение в процессе продвижения ледника вперед. Перед сухопутной частью фронта краевые формы рельефа имели ограниченное развитие как вдоль простирания фронта, так и по размерам. У правого борта наблюдались сток талых ледниковых вод (которые, конечно, могли сразу же размывать вновь появлявшийся напорный рельеф) и появление подпрудных озер-лагун, которые привели к разрушению флювиогляциальной равнины перед фронтом ледника вследствие активной деградации мертвых льдов, погребенных под ее отложениями [19].

Таким образом, ледник Комфортлесс – сложный выводной ледник с крупным правым притоками. Главная часть ледника большей частью оканчивается в море, а приток – на суше. Перед фронтом ледника располагаются низкие, относительно плоские поверхности, которые практически не создают препятствий для движения ледника вперед. В ходе пульсации главного ледника 2002-2009 гг. произошло продвижение только той части, которая оканчивается в море, где сформировалась небольшая напорная морена, выходящая из-под воды. При этом лед двигался прямолинейно, а не повторял изгиб срединной морены вслед за оканчивающимся скальным обрамлением правого борта. Край ледника у сухопутной части фронта хоть и не испытал значительного продвижения вперед, все равно растрескался. По всей вероятности, еще до следующей фазы наступания ледника образованная морена напора будет быстро размыта волновыми процессами, а значит следов этой пульсации не сохранится.

Литература

1. Harrison A.E. Ice surges on the Muldrow Glacier, Alaska // J. of Glaciology. 1964. Vol. 5, iss. 39. P. 365–368.

2. Казанский А.Б. Результаты обследования области питания ледника Медвежьего // Геофиз. бюл. 1965. N 15. С. 52–60.

3. Войтковский К.Ф. Основы гляциологии. М.: Наука, 1999. 255 с.

4. Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Пульсирующие ледники. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 192 с.

5. Sharp M. «Crevasse-fill» ridges – a landform type characteristic of surging glaciers? // Geografiska Annaler. 1985. Vol. 67A. P. 213–220.

6. Sharp M. Surging glaciers: geomorphic effects // Prog. Phys. Geogr. 1988. Vol. 12 (4). P. 533–539.

7. Croot D.G. Glaciotectonics and surging glaciers: a correlation based on Vestspitsbergen, Svalbard, Norway // Glaciotectonics: forms and processes. Rotterdam, 1988. P. 33–47.

8. 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.

9. Evans D.J.A., Rea B.R. Surging glacier landsystem // Glacial Landsystems. London: Arnold, 2003. P. 259–288.

10. Lønne I. A new concept for glacial geological investigations of surges, based on High-Arctic examples (Svalbard) // Quaternary Science Reviews. 2016. Vol. 132. P. 74–100.

11. Knudsen Ó. Concertina eskers, Brúarjökull, Iceland: an indicator of surge-type behaviour // Quaternary Sci. Rev. 1995. Vol. 14, N 5. P. 487–493.

12. Кокин О.В. Геолого-геоморфологическая деятельность пульсирующих ледников // Вестник Московского университета. Сер. геогр. 2011. № 1. С. 22–27.

13. Кокин О.В. Геоморфологический анализ при реконструкции палеопульсаций горно-долинных ледников // Всероссийская научная конференция «Рельеф и Экзогенные процесс гор», посвященная 100-летию со дня рождения доктора географических наук, профессора Льва Николаевича Ивановского. Иркутск. 2011. С. 25–26.

14. http://toposvalbard.npolar.no/

15. Huddart, D., Hambrey M.J. Sedimentary and tectonic development of a high-arctic, thrust-moraine complex: Comfortlessbreen, Svalbard // Boreas. 1996. Vol. 25. P. 227–243.

16. http://www.swisseduc.ch/glaciers/svalbard/comfortlessbreen/index-en.html?id=9

17. Sund M., Eiken T. Recent surges on Blomstrandbreen, Comfortlessbreen and Nathorstbreen, Svalbard // J. Glaciol. 2010. Vol. 56. P. 182–184.

18. Кокин О.В. Предпосылки формирования напорных морен на Шпицбергене // Материалы XXVIII конференции молодых ученых Мурманского морского биологического института. Мурманск: Изд. ММБИ КНЦ РАН, 2010. С. 130–132.

19. The structural, geometric and volumetric changes of a polythermal Arctic glacier during a surge cycle: Comfortlessbreen, Svalbard // Earth Surface Processes and Landforms. 2016. Vol. 41, iss. 2. P. 162–177.

# КАРСТОВО-АНТРОПОГЕННАЯ СИСТЕМА ПОЛУОСТРОВА ЮКАТАН

*Лебедева Е.В.*, Михалёв Д.В.**, Некрасова Л.А.**
* Институт географии РАН, Москва, Россия, Ekaterina.lebedeva@gmail.com, langeomorph@gmail.com
** Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, mikhalev.dmitry@gmail.com

# KARST-ANTHROPOGENIC SYSTEM OF THE YUCATAN PENINSULA

*Lebedeva E.V.*, Mikhalev D.V.**, Nekrasova L.A.**
* Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, Ekaterina.lebedeva@gmail.com, langeomorph@gmail.com
** Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, mikhalev.dmitry@gmail.com

Юкатан представляет собой платформенный блок, сложенный в верхней части палеогеновыми и неогеновыми известняками, которые залегают практически горизонтально с очень небольшим наклоном от центра полуострова к его краям. Мощность карбонатных пород местами превышает 2000 м. Климат почти всей территории Юкатана – тропический гумидный и семигумидный с годовым количеством осадков от 500 до 1500 мм, а среднегодовая температура составляет 26–28°С. Преобладающий тип естественной растительности – низкая сельва. Горизонтальное залегание карбонатных пластов и низкие абсолютные высоты обусловили равнинный рельеф полуострова, большая часть которого занимает низменная равнина (абс. отм. от 3 до 30 м) с малоконтрастным рельефом и с крайне слабо развитой гидрографической сетью. Лишь в центре полуострова абс. высоты достигают 100 м, повышаясь к ЮЗ до 240 м. Здесь доминируют невысокие холмы, разделенные пологими западинами. Вся подземная часть Юкатана пронизана многоярусной системой ходов и каналов, распространены пещеры, воронки и небольшие по площади провалы – сеноте. Наиболее активно карстовые процессы идут в зонах трещиноватости [1, 2].

Карстовый ландшафт Юкатана – пример территории, в значительной степени освоенной цивилизацией. Пещеры использовались в качестве жилищ еще первобытными людьми. Согласно Попол Ваху – священной книге индейцев майя – первые люди появились на земле именно из пещеры. Подземный мир – Хибальба – был местом обитания богов, а сеноте – порталом в иной мир. Т.к. при попадании в пещеры теплого воздуха в них начинала конденсироваться влага и образовывался туман, индейцы считали, что в пещерах зарождаются облака, которые потом поднимаются в небо, откуда выпадают долгожданные дожди, которые и обеспечивали им обильные урожаи. Многие пещеры использовались майя не только как жилища, места захоронения, источники воды, но и, главным образом, как храмы – со своими алтарями, настенными рисунками и

барельефами, местами для разного рода жертвоприношений, а некоторые (подходящие по форме) сталактиты в них – в качестве ударных инструментов (подобие барабанов, чей гулкий звук далеко разносился в тишине подземелий). Пещеры и сеноте обнаружены под многими майскими городами – под Чичен-Ицей, Тулумом, Майяпаном и др. И их многоцелевое использование свидетельствует о весьма важной роли карстового рельефа в жизни индейцев.

С развитием социально-политических и политико-религиозных отношений на Юкатане появляются масштабные, фундаментальные сооружения, занимающие площадь сотни и тысячи квадратных метров, формирующие специфический ландшафт и оказывающие существенное влияние на экосистему региона, что выражается, прежде всего, в перемещении большого количества известняка, уничтожении почвенного покрова на значительной территории, вырубке леса и др. Городские поселения, различные культовые и погребальные сооружения представляют собой специфические техногенные формы рельефа, а культурный слой можно рассматривать как результат техногенного литогенеза [3].

Мы предлагаем выделять 4 этапа развития карстового ландшафта Юкатана.
1. ***Формирование карстовой геоморфосистемы*** (ГМС) – до расцвета цивилизации. На развитие ГМС влияли, главным образом, природные факторы – колебания климата (температура, осадки, влажность) и уровня океана, тектонические движения, импактное воздействие, развитие растительности.

2. ***Формирование карстово-антропогенной ГМС*** в результате активного воздействия цивилизаций на карстовый ландшафт. Интенсивное антропогенное влияние началось с расцветом основных городов-государств и во время их развития: по оценкам разных специалистов и для разных регионов Юкатана это период от X-II в. до н.э. до X-XV в. н.э. Появление поселений и городов сопровождалось ***сведением лесов***, которые вырубались для освобождения территорий для строительства, под сельскохозяйственные угодья, на топливо, для обжига извести, применяемой для изготовления майянской штукатурки (штуко) для облицовки и украшения дворцов и храмов. Активное использование известняка для ***строительства гигантских храмовых комплексов, жилищ, мощения дорог*** привело к созданию ***обширных каменоломен и карьеров,*** что также способствовало активизации карстовых процессов. Чем интенсивней развитие цивилизации, тем больше площадь лишенной естественной растительности территории, на которой идет раздувание и смыв почвенного покрова, что вызывает оголение известняковых массивов и более активное развитие карста. Одновременно наблюдается и интенсификация экзогенных процессов [4]. Атмосферные осадки не задерживаются растительностью и почвой, а сразу просачиваются в карстовые полости и быстрее стекают в океан.

Несмотря на обилие осадков, Юкатан испытывает дефицит воды, т.к. 90% ее испаряется, и только в сезон дождей количество осадков превышает величину испарения. И хотя дожди здесь довольно часты, вода просачивается через пористый известняк на глубины до 30 и более м. Некоторое количество воды остается в бессточных понижениях (как правило, кольматированных сеноте), называ-

емых *агуадас*. Именно поэтому в регионе Пуук (СЗ Юкатана) расположение поселений определялось, в первую очередь, местонахождением источников воды [5]. Майя во многих городах были вынуждены строить ***искусственные хранилища воды***, тем самым также воздействуя на карстовый ландшафт. Во время сезона дождей воду собирали с крыш посредством скрепленных между собой желобов и направляли в специальные емкости – колодцы, над которыми имелось перекрытие, чтобы не допустить испарения.

Одним из крупных городов региона был Ушмаль, во времена расцвета (950-1150 гг. н.э.) в нем проживало до 25-30 тыс. жителей. Главной проблемой города также была нехватка воды, и для ее решения была построена сложнейшая система водоснабжения, включающая ***подземные водохранилища***, частично сохранившаяся и поныне. Здесь была создана гидросистема, состоявшая из емкостей, или «буктеообов» (bukteoob), располагавшихся в естественных впадинах, где они сооружались без использования известкового раствора. Над ними возводили небольшие своды, которые превращали их в некое подобие цистерн. Всего было сооружено 10 буктеообов, самый известный из которых, Ченчан, достигает 250 метров в длину и 70-120 метров в ширину. Эти искусственные отстойники также собирали дождевую воду с площадей и зданий; вода естественным образом стекала в самую низкую часть города, где они и располагались. Отсутствие известкового раствора способствовало фильтрации воды и ее попаданию в хранилища. Помимо описанных «цистерн», на территории города было найдено еще свыше 150 емкостей воды в форме огромных бутылей – «чультунес» (choltun – подземный резервуар). Их высекали в известняке и изнутри покрывали штуко. Вокруг них на поверхности специально делались углубления, чтобы дождевая вода стекала в чультунес. Подобным или схожим образом все города Пуукского региона обеспечивали себя подземными водохранилищами [5-7]. Это, безусловно, было инженерным достижением, но в то же время и определенным влиянием на карстовую систему полуострова, в частности, вызывало усиление растворение известняка в непосредственной близости от этих хранилищ. Пещеры использовалось майя также достаточно активно, при создании в них храмов и святилищ шла ***частичная перестройка подземного пространства***. Одним из примеров этого являются пещеры Чикибуль (Белиз), где обнаружено несколько гигантских залов с натечными образованиями в виде колонн, и найдено немалое количество артефактов.

3. ***Преобразование карстово-антропогенной ГМС*** с доминированием природных (карстовых) процессов. Истощение природных ресурсов (в т.ч. сведение лесов), дефицит воды, ее загрязнение вместе с периодическими засухами, постоянные военные конфликты привели к деградации цивилизации и сокращению численности населения. В разных регионах период упадка датируется с VI-X до XII-XV в.н.э. Города, даже крупные, оказались брошенными, началось постепенное восстановление растительного покрова. К XVI веку, когда пришли испанцы, многие города, да и созданный человеком ландшафт, в той или иной мере поглотила сельва. Археологи обнаружили большинство городов преиму-

щественно в конце XIX – начале XX века, а некоторые и позже. Постройки из известняка (включая пирамиды, жилища, монументы) постепенно превратились в объекты развития карстовых и иных геоморфологических процессов (солифлюкции, оплывания и др.) – стали частью карстово-антропогенной ГМС. В настоящее время нерасчищенные пирамиды выглядят как естественные холмы, поросшие лесом. Известняк быстро покрывающихся густой растительностью зданий интенсивно выветривается, на пирамидах активно идет почвообразование, ступени нивелируются и на вновь образованных «склонах» пирамид наблюдаются соответствующие склоновые процессы – идет смещение выветрелого материала, особенно в периоды дождей. Археологические памятники спасает то, что большинство пирамид строилось в несколько этапов по принципу матрешки и более древние из них оказались внутри более молодых. Таких внутренних пирамид может быть 5-6. При этом кладка верхнего, наиболее молодого слоя, выветривается сильнее всего и постепенно превращается в почву, а стены более древней пирамиды под ней сохраняются гораздо лучше.

Средняя скорость карстовых процессов в условиях тропического климата Юкатана оценивается исследователями, например, для территории Белиза как 0.1-0.13 мм/год [8]. Попробуем оценить и темпы разрушения антропогенных объектов. Так, многие стелы в древних городах покрыты каррами, и можно примерно понять скорость формирования последних. Так, возраст стел, которые мы осматривали, например, в Калакмуле (Мексика), судя по датировкам, указанным на информационных щитах, менее 1580 лет, при этом глубина карровых бороздок достигает здесь 60 мм, т.е. они формировались со средней скоростью 0.04 мм/год. Карры видны и на поверхности дорог-сакбе, связывающих как отдельные пирамиды, так и целые города майя – Эль-Мирадор (Гватемала); Калакмуль (Мексика) и др. В районах повышенной влажности – на наветренных склонах гор, где, например, расположен Паленке, внутри дворца Пакаля, построенного около 1400 лет т.н., наблюдаются капельно-натечные образования: размер сталактитов достигает здесь 5-10 см, а сталагмитов – 20-40 см, т.е. скорость их формирования может быть примерно оценена соответственно как 0.03-0.06 мм/год (для сталактитов) и до 0.13-0.26 мм/год (для сталагмитов).

Периодически встречающиеся на плато Петен поросшие лесом холмы округлой формы высотой от 3-5 до 30-40 и более метров не являются останцами тропического карста, как это может показаться на первый взгляд и как первоначально считали некоторые исследователи: раскопки и многочисленные закопушки на их склонах показывают, что это остатки жилищ и пирамид майя, построенных из известняка. Данная территория была достаточно плотно заселена еще со II-I вв. до н.э. и все города и поселки связывала густая сеть мощеных дорог – сакбе. Их сохранность и состояние весьма различны, и зависят от состава и характера известняка, из которого они построены. На отдельных участках дороги идут по поверхности голого карста, представленного плотными известняками с лунковыми каррами (например, южный вход в г. Эль-Мирадор, Гватемала), на других – плиты мощения за счет выветривания превратились в рых-

лый субстрат, мощность которого иногда превышает 2 м (раскопки у городской стены в северной части Эль-Мирадора). В районе Калакмуля (Мексика) наклонные участки дорог покрыты желобковыми каррами.

Таким образом, древние города и ритуальные комплексы являются не только археологическими объектами, но своеобразными, искусственно созданными формами рельефа, в ряде случаев формирующими ландшафт.

4. ***Преобразование карстово-антропогенной системы с усилением антропогенной составляющей***. С 1980-х гг. XX столетия в регионе начался активный процесс развития туризма и создания туристско-рекреационных зон. Антропогенный пресс на территорию в результате резкого увеличения населения, интенсивной застройки, возросшей потребности в природных ресурсах и рекреационной деятельности многократно усилился. Значительно возросло потребление воды, что привело к снижению уровня грунтовых вод. Еще более неблагоприятным фактором является загрязнение карстовой гидросистемы стоками. Важное значение имеет строительство дорог и зданий, новые технологические приемы возделывания земли. Интерес туристов к древней культуре обусловил активную расчистку городов и отдельных памятников от растительности. Велико рекреационное воздействие, обусловленное массовым посещением древних городов, пещер, подземных рек. Происходит и механическое разрушение многих природных объектов карстового ландшафта, например, при попытках организовать сплав или ралли для туристов по подземным рекам и пещерам.

Литература

1. Лебедева Е.В., Некрасова Л.А., Михалёв Д.В. Карстовые системы Юкатана // Вопросы географии. № 140. 2015. С. 181-200.

2. Лебедева Е.В. Карстовый рельеф полуострова Юкатан и его горного обрамления (Мексика, Гватемала, Белиз) // Геоморфология. 2015. № 4. С. 60-79.

3. Каздым А.А. Курганы, могильники и захоронения как техногенные формы рельефа и их воздействие на экосистему// http://kontinentusa.com/kurgany-mogilniki-i-zaxoroneniya-kak-texnogennye-formy-relefa-i-ix-vozdejstvie-na-ekosistemu/

4. Седов С.Н. Почвообразование в тропических карстовых ландшафтах полуострова Юкатан и земледелие древних майя / Вестник РУДН. Сер. Экология и безоп. жизнедеят. 2010. № 5. С. 28-38.

5. Хаген В.В. фон. Ацтеки, майя, инки. Великие царства древней Америки. М.: Центрополиграф. 2010. 156 с.

6. INAH (Instituto Nacional de Antropologia e Historia) http://www.inah.gob.mx

7. Планета Земля http://geosfera.info/severnaya-amerika/meksika/1894-ushmal.html

8. Miller T.E. Geologic and hydrologic controls on cave and karst development in Belize / J. Caves Karst Stud. 1996. V. 58. N. 2. P. 100–120.

# ТЕХНОГЕННЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ – РЕЗУЛЬТАТ АНТРОПОГЕННОГО МОРФОЛИТОГЕНЕЗА

*Локшин Г.П.*, Чеснокова И.В.***
* Институт географии РАН, Москва, Россия, logreg333@yandex.ru
** Институт водных проблем РАН, Москва, Россия, ichesn@rambler.ru

# TECHNOGENIC PHYSICAL FIELDS – RESULT OF ANTHROPOGENOUS MORPHOLITHOGENESIS

*Lokshin G.P.*, Chesnokova I.V.***
* Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, logreg333@yandex.ru
** Water Problem Institute of RAS, Moscow, Russia, ichesn@rambler.ru

Одной из важнейших проблем современной геоморфологии является проблема изучения механизмов природно-антропогенного морфогенеза, оценки устойчивости и прогноза развития сложных природно-антропогенных геоморфосистем, формирующихся на интенсивно осваиваемых территориях. Наиболее важным является исследование новых связей формирующихся в природно-антропогенных геоморфосистемах, с которыми в силу нелинейности протекающих в них процессов могут быть связаны различного рода экстремальные ситуации и даже катастрофические последствия. В частности, на наш взгляд, весьма слабо изучены экзодинамические связи между природными и техногенными (инженерными) компонентами геосистемы. Они носят сложный характер, так как с одной стороны, геолого-геоморфологические условия определяют виды инженерной деятельности, с другой стороны, возникшие сооружения сами оказывают *статические, тепловые, динамические и другие физико-химические воздействия* на все компоненты геоморфологических систем, изменяя их морфологические и прочностные (инженерные) свойства, трансформируя особенности их функционирования, устойчивость природно-антропогенных геоморфосистем, а также степень их уязвимости со стороны внешних и внутренних дестабилизирующих факторов.

Проблемы развития экзогенных и эндогенных медленных и катастрофических природных геодинамических процессов, природно-антропогенных проявлений, связанных с функционированием промышленного, городского, сельского хозяйства – все эти проблемы являются предметом исследования антропогенной геоморфологии и в тоже время предметом инженерной геофизики [1]. В данном случае стоит задача показать связь геоморфологии с геофизикой при изучении свойств морфолитосистемы и, еще конкретнее – свойств антропогенных морфолитосистем.

Выдающийся ученый Юрий Александрович Мещеряков уделял большое внимание связи рельефа с физическими полями как выражению тех глубинных процессов, которые обусловливают новейшие и современные движения земной

коры и формируют основные черты рельефа. Интерес геоморфологии к геофизике не нов. Так в 1969 году на VIII Пленуме геоморфологической комиссии была геофизическая секция, где обсуждались проблемы соотношения рельефа и новейших структурных форм с физическими полями и строением земной коры. Имелись в виду геофизические поля эндогенного происхождения, но есть поля и экзогенного и *техногенного* происхождения.

На необходимость учёта природных и техногенных виброэффектов при геоморфологических исследованиях обращал внимание Б.П. Агафонов [2]. Достаточно сказать, что изменение крутизны склонов и расчленённости снижает сейсмичность и вибровосприимчивость территории, а мощные накопления техногенных отложений и повышение уровня грунтовых вод – увеличивают.

Значительная часть экологических проблем в антропосфере связана с транспортом. Вряд ли можно найти какое-либо другое инженерное сооружение, которое бы так тесно взаимодействовало с окружающей средой, как транспортная магистраль. Во многих регионах транспортные средства стали одним из основных источников загрязнения атмосферы отработанными газами, вредными пылеватыми частицами и т.п. Строители дорог разрабатывают и перемещают огромные объемы грунта, искусственных и природных материалов, нарушая тем самым природное состояние грунтовых массивов без учета того, что изменения геологической среды практически всегда влекут за собой необратимые изменения экологического баланса. С каждым годом для дорог отводится все больше земельных площадей, пригодных для сельского или какого-либо иного хозяйственного использования, что существенно нарушает обмен веществ в литосфере. Комплекс проблем, связанных с дорожным строительством и последующей эксплуатацией транспортных магистралей, не ограничивается только приведёнными фактами, а является более сложным и многообразным [3,4]. Транспортная магистраль – это, прежде всего дорожное полотно, которое является техногенным слоем и оказывает определенное воздействие на водный и тепловой режим естественных грунтов под дорожным полотном и вблизи него. Это линейные инженерные сооружения, которые, расчленяя местность, изменяют и структуру водосборов, и характер поверхностного стока, что приводит к изменению теплового и водного режима грунтов (подтопление, заболачивание, осушение). И наконец, транспортная магистраль – это движущийся транспорт, оказывающий как статическое, так и (что существеннее) динамическое воздействие на геологическую среду. Так или иначе, любая дорога – это протяжённое линейное сооружение, пересекающее разнообразные ландшафты с различными геологическими и гидрологическими условиями.

Из большого числа процессов и явлений, сопутствующих существованию и функционированию транспортных магистралей, в своей работе мы рассматриваем *вибрационное воздействие* (как один из видов техногенного воздействия) и *морозное пучение грунтов* (как один из типичных процессов, вызывающий деформацию поверхности). На значительной части территории России, грунтовая вибрация является обязательным атрибутом движения транспорта, а пучение,

проявляющееся в деформациях и разрушениях дорожного покрытия и других элементов транспортных магистралей, всегда имеет место там, где есть хотя бы сезонное промерзание грунтов. Характерно, что первыми на проблему пучения обратили внимание дорожники, которые под пучинами понимают не только деформации грунтов при промерзании, но и потерю несущей способности весной вследствие осадки и переувлажнения оттаивающего грунта оснований. Причиной появления пучин является чрезмерное увлажнение дорожных одежд в верхней части земляного полотна. С наступлением морозов избыточная вода замерзает и, увеличиваясь в объеме, вызывает вспучивание дорожного покрытия. Весной, при оттаивании, грунт в верхней части земляного полотна и материал дорожной одежды сильно переувлажняются, что приводит к существенному снижению прочности дорожных одежд и нередко к ее разрушению под действием автомобильного транспорта. В частности, 64% одной из ведущих причин потенциальных ущербов являются *мерзлотные процессы* в зоне распространения многолетне- и сезонномерзлых пород. Это термокарст, термоэрозия, солифлюкция, пучение, наледи и другие процессы. В соответствии с типом мерзлоты, литологическими, гидрогеологическими, геоморфологическими условиями мерзлотные процессы имеют различную степень от слабых до экстремальных проявлений. Из-за мерзлотных деформаций, сокращающих срок службы дорог и увеличивающих расходы на их эксплуатацию. Вместо нормативных 18-20 лет капитальный ремонт часто приходится делать через 3-4 года.

В процессе предпроектных изысканий, строительства, эксплуатации транспортная магистраль, как любое другое сооружение, взаимодействует с геологической средой и при этом формируется антропогенно-геоморфологическая система с особыми инженерными свойствами. Одна из важнейших задач – оценка (в том числе оперативная) состояния транспортных магистралей, эксплуатирующихся в различных условиях (часто геологически экстремальных), и прогноз взаимодействий на всех уровнях в системе «геологическая среда – инженерное сооружение» с целью предупреждения аварийных ситуаций. Решение этой задачи особенно важно на начальном этапе эксплуатации, когда геологическая среда начинает испытывать техногенные нагрузки, часто приводящие к очаговым активизациям экзогенных процессов, нарушающим динамическое равновесие во всей системе. Это позволяет выявлять «больные места», оценивать причины и факторы активизаций неблагоприятных процессов, своевременно вносить коррективы в имеющиеся прогнозы, а также обоснованно подходить к решению вопросов необходимой защиты сооружений.

В урбанизированной геоморфологической системе все подчинено нуждам жизни и работы человека, все изменения структуры системы и изменения параметров, физических полей направлены изначально на повышения комфорта существования человека. Однако в системе, являющейся саморазвивающейся возникают ответные реакции на изменения среды.

Определить степень опасности для человека геоморфологических процессов и геофизических воздействий, а также определить вероятность их проявления в

той или иной точке пространства и есть одна из важных задач антропогенной геоморфологии городских территорий, в том числе для эффективного управления и поддержания морфолитосистемы необходимо определить геоморфологические риски, связанные с естественными предпосылками и техногенными преобразованиями.

В настоящее время разрабатываются различные методики по оценке геоморфологических и геологических рисков, в том числе и с использованием геофизических данных, без учета которых полноценная оценка проведена быть не может. Эти оценки необходимы для обоснования экономической целесообразности поддержания какой-либо антропогенной морфолитосистемы в неравновесном состоянии, а также для планирования затрат на дальнейшее техногенное преобразование данной системы.

Литература

1. Богословский В.А., Жигалин А.Д., Хмелевский В.К. Экологическая геофизика. М.: Изд-во МГУ, 2000. 256 с.

2. Агафонов Б.П. Виброэффект и его влияние на экзогенные геологические процессы // Геология и геофизика. 1982. № 4. с. 95-103.

3. Владимиров В.В., Алексашина В.В. Экологические проблемы антропогенного воздействия на городскую среду // Охрана и улучшение городской среды. М.: ВИНИТИ, 1988. С. 43-106. (Итоги науки и техники. Охрана природы и воспроизводство природных ресурсов. Т. 22).

4. Козлова И.Н. Воздействие химических и физических факторов городской среды на здоровье населения // Охрана и улучшение городской среды. М.: ВИНИТИ, 1988. С. 107-147. (Итоги науки и техники. Охрана природы и воспроизводство природ, ресурсов. Т. 22).

5. Локшин Г.П., Чеснокова И.В. Техногенные физические поля – свойства антропогенно-геоморфологических систем. М.: Медиа-ПРЕСС, 2016.

# «КАРАБАШСКАЯ» ФОРМА ЛИНЕЙНОЙ ЭРОЗИИ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ПРОИСХОЖДЕНИЕ И МОРФОДИНАМИКА

*Макунина Г.С.*
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, gmakunina@yandex.ru

# THE “KARABASH” FORM OF LINEAR EROSION IN THE SOUTH URALS: ORIGIN AND MORPHODYNAMIC

*Makunina G.S.*
Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, gmakunina@yandex.ru

Техногенная обусловленность распространения процессов эрозии и дефляции широко известна. Тем не менее, дополнительное изучение исторического материала по освоению природных ресурсов изучаемой территории позволяет глубже познать факторы и природные предпосылки, способствующие развитию экзогенных процессов, а также составить более точное представление об их продолжительности и динамике. Большое значение приобретает изучение ранее закрытых фондовых материалов, которые нередко позволяют по-новому взглянуть на источники происхождения линейной эрозии и морфодинамику эрозионного процесса. Порой решение научной и прикладной проблем приходит с неожиданной стороны. В этом отношении недавно появившаяся информация по истории освоения уже отработанных золоторудных месторождений Южного Урала [1] изменила раннее сложившееся у нас представление о происхождении необычной для линейной эрозии траншеевидной (канавоподобной) формы на склонах хребта Карабаш [2, 3].

Субмеридионально вытянутый хребет Карабаш находится севернее хребта Ильменский, их разделяет река Миасс. Хребет Карабаш представляет собой блок тектонического взброса в юго-восточной части границы Карабашского разлома на северном замыкании Магнитогорского прогиба [4]. Геологическая и геоэкологическая известность хребта Карабаш (в геологической документации он упоминается как Сугурский) ассоциируется с близко расположенным к нему богатым медноколчеданным месторождением и разработкой россыпного золота в долине реки вдоль его западного склона, а также с известным синдромом карабашской техногенной аномалии, сформировавшейся в сфере воздействия на окружающую территорию Карабашского медеплавильного комбината (КМК). Этот производственный комплекс расположен со стороны западного (наветренного) склона хребта на 180 – 200 м ниже его пологой вершинной поверхности. Соответственно хребет Карабаш является орографическим барьером, который сдерживает рассеивание сернокислотных эмиссий КМК.

Закрытость информации о рудной золотоносности хребта Карабаш и проведении на нём золотодобычи являлась причиной нашей неосведомленности о

разработках этого золоторудного месторождения и, соответственно, ориентировала наше исследование на изучение связи между развитием процессов эрозии и дефляции на склонах хребта с гибелью на этих склонах леса под воздействием эмиссий КМК [2, 3]. Нерешенной для нас проблемой оставалось происхождение двух траншеевидных форм линейной эрозии зеркально расположенных на западном и восточном склонах хребта. Вызывал вопрос и упоминание двух высотных отметок на пологой вершине этого хребта, одна из которых – 611,9 м – отмечена триангуляционным знаком, в то время как местоположение высоты 588,5 м нигде не обозначено и не оговаривается.

История происхождения на склонах хребта траншеевидных форм линейной эрозии открылась при ознакомлении с публикацией [1], в которой хребет Карабаш (Сугурский) упоминается как месторождение кварцево-жильного золота «Золотая гора», которое разрабатывалось с 1903 по 1941 годы. Глубина выработок между вершиной и подножьем хребта достигала 140 м, а общая длина выработок превысила 2 км. Соответственно выходы их на поверхность склонов должны были быть как-то обозначены, в противном случае это представляет большую опасность для людей, с которой мы столкнулись, едва избежав провала вместе с маскировавшим его слоем делювио – пролювия.

Траншеевидные формы начинаются на склонах примерно на 20-30 м ниже вершинной поверхности хребта и, скорее всего, связаны с бывшими противоположными выходами на склоны самой верхней горизонтальной выработки. Выходы этого штрека использовались, как полагаем, для производственных нужд (сброс/подъём), но после завершения золотодобычи были уничтожены. Их местоположение фиксируют техногенно созданные конусы выносов глыбово-обломочного материала. «Искомая» высота 588,5 м скорее всего располагается на вершинной поверхности хребта между выходами верхнего штрека на противоположных склонах и служила производственным репером.

Происхождение генетической связи медноколчеданного оруденения и расположенной в его периферии зоны золоторудной минерализации наглядно отражает концепция [5]. Она допускает возможность формирования пространственной разобщенности колчеданных руд и зоны пострудной повышенной золотоносности по их периферии, то есть образовавшейся в условиях более низких температур гидротермального процесса. Согласно этой теории карабашская золоторудная минерализация, расположенная на восточной периферии карабашского медноколчеданного оруденения, повидимому имеет эпигенетическое происхождение. Последовавший после рудогенного гидротермального процесса тектонический взброс блока хребта Карабаш в еще большей степени обусловил пространственное разделение медноколчеданного оруденения и раннее единой с ним эпигенетической зоны кварцево-жильной золоторудной минерализации. Подобное сочетание в Карабашском рудном районе очень богатых медной и золотой минерализаций, а также присутствие в карабашских колчеданах элементов платинойдной группы, что в месторождениях подобного типа встречается редко, определили высокую экономическую значимость этой территории и,

соответственно, полную закрытость по ней фондовой информации, касающейся золотодобычи. Эта же причина определила высокие темпы природноресурсного освоения этой местности без оглядки на гибельные последствия для природы и проживания населения.

Изучение морфодинамики траншеевидных форм линейной эрозии представляет большой научный интерес в том отношении, что рыхлый покров западного и восточного склонов хребта Карабаш имеет четко выраженные генетические различия. Это проявляется в вертикальной структуре бортов траншеевидных форм и особенностях морфодинамики этих форм на разных уровнях склонов. Подобные различия позволили нам сделать предположение о времени заложения этих форм и начале последующего наложения на них природной составляющей линейной эрозии.

Если западный (наветренный) склон хребта к настоящему времени скальпирован плоскостной эрозией до каменистого элювия в верхней части склона и обломочно – мелкоземистого элювио-делювия на его среднем и нижнем уровнях, то вертикальная структура рыхлого покрова восточного (подветренного) склона свидетельствует об активном участии в его происхождении.эоловой составляющей.

Общим для траншеевидных форм на разных склонах хребта является постепенное возрастание к подножьям глубины эрозионного вреза, сопровождающееся расширением днища. На днищах эрозией вскрыты коренные породы – зеленокаменные метасоматиты. На днищах, примерно на уровне средней части склонов хребта отмечаются выходы инфильтрационных (гравитационных) вод атмосферного происхождения. На подветренном склоне ближе к его подножью вскрывается также выход горизонта подземных вод с постоянно действующим источником. Расширению траншеевидных форм способствует и увеличивающийся со временем объём накопления снега и, соответственно, сила талого стока.

Определить мощность почвенного слоя, который был уничтожен плоскостной эрозией на склонах хребта Карабаш, позволило проведенное нами сравнение с аналогичным ему по высоте горным массивом на ключевом участке, на котором сохранился почвенно-растительный комплекс. Установлено, что мощность уничтоженного плоскостной эрозией почвенного слоя, раннее покрывавшего склоны хребта Карабаш, составляла 0, 20 – 0,50 см на верхнем и среднем их уровнях и 0,90 см у подножья склона.

Сохранившаяся от плоскостного размыва часть делювиального покрова, вскрытого траншеевидной формой в средней части наветренного (западного) склона хребта, имеет мощность около 1, 5 м. Ближе к подножью она увеличивается до 2,5 м. На 0,5 м выше днища в бортах этой формы линейной эрозией вскрыты остатки досок и костные останки людей. Днище траншеевидной формы на западном склоне хребта постепенно расширяется от 2,5 – 3,0м на среднем уровне склона до 4,0 – 5,0 м ближе к подножью. При выходе на пролювиальный шлейф ширина днища составляет 8,0 м при снижении высоты бортов до 0,5м.

На подветренном (восточном) склоне хребта верхняя часть рыхлого покрова представлена гумусовидным слоем, который с четкой горизонтальной границей перекрывает обломочно-мелкоземистый элювио-делювий. Гумусовидная часть рыхлого покрова сформировалась после гибели от эмиссий соснового леса, произраставшего на вершинной поверхности хребта и привершинной части его склонов, в результате чего произошло развеивание легкого гумусового материала из карманов глыбового и крупнообломочного элювия этих поверхностей. Мощность гумусовидного слоя постепенно увеличивается от 0,5 м у вершины хребта до 1.2 – 1.5 м в средней части его подветренного склона, где накоплению гумусовидного материала в свое время способствовала подкроновая защита его от раздувания в условиях медленно погибающего древостоя. Ближе к подножью склона гумусовидный слой был уничтожен при вырубке леса и последующем проведении промывочных работ на россыпное золото. Максимальная высота бортов траншеи на подветренном склоне, включая гумусовидный покров и делювиальную толщу до коренных пород, составляет 2, 5м. В гумусовидный слой на разных его уровнях включены линзы и «пунктирных» прослои обломочного материала – маркеры поступления обломочного элювия с вершинной поверхности с поверхностным дождевым и талым склоновым стоком. Ширина днища траншеевидной формы увеличивается от 1,5 м в средней части склона до 2,5м у его подножья.

Вскрытая в бортах траншеевидных форм структура рыхлого покрова склонов, а также метрические характеристики их днищ на разных уровнях склонов хребта позволяют нам сделать предположение о более раннем по времени заложении траншеевидной формы на западном (наветренном) склоне. Ровные обрывистые борта траншеевидной формы в гумусовидном покрове свидетельствуют, на наш взгляд, о совпадении начала формирования этой формы с завершением работ по добыче рудного золота, то есть примерно в 1941 году. Соответственно можно предположить, что «возраст» траншеевидной формы на восточном склоне хребта к настоящему времени превысил 70 лет.

Морфометрические характеристики траншеевидных форм природно – антропогенной линейной эрозии свидетельствуют о продолжающейся активности их развития, а также сопутствующего развития процессов плоскостной эрозии и дефляции на склонах хребта Карабаш, что не позволяет эффективно проводить рекультивационное облесение склонов, которое и без того ограничено продолжающимся сернокислотным воздействием на склоны эмиссий медеплавильного комбината. Синдром карабашской техногенной аномалии, сформировавшейся в процессе беспощадной по отношению к природе золотодобычи и металлургического производства, – яркое свидетельство социально – экологической катастрофы урбанизированной среды.

Приведенный нами пример изучения на Южном Урале формирования «карабашской» формы траншеевидной линейной эрозии на склонах хребта Карабаш должен обратить внимание геоморфологов на необходимость более глубокого освещения в публикациях истории освоения территории.

Литература

1. Дегтярёв П.Я. Золотодобывающая промышленность Челябинской области. – Проблемы географии Урала и сопредельных территорий: мат-лы III Всерос. науч. – практич. конф. с междунар. участием, 20- 22 мая 2014 г. Челябинск: «Край Ра». 2014. С. 10 – 21
2. Макунина Г.С. Аэротехногеное воздействие на развитие геоморфологических процессов в зоне разлома (Южный Урал, Челябинская область) // Геоморфология. 2001. № 3. С. 67 – 75
3. Макунина Г.С. Геоэкологические особенности Карабашской техногенной аномалии //Геоэкология, инженерная гидрогеология, геокриология. 2001. № 3. С. 221 – 226
4. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. – М.: Изд-во «Недра», 1977. 359 с.
5. Баранов Э.Н., Берман Ю.С., Карпухина В.С., Лежепеков Л.Г. О соотношении колчеданной и золотой минерализации (на примере месторождения типа куроко) // Геохимия. 1989. № 4. С.552 – 558

## ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ УНИКАЛЬНЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ РЕСПУБЛИКИ АЛТАЙ

*Мананкова Т.И., Нестерова Е.Д.*
Горно-Алтайский государственный университет, Горно-Алтайск, Россия, tim454545@mail.ru

## THE ECOLOGICAL STATE OF THE UNIQUE GEOMORPHOLOGICAL PROPERTIES OF THE ALTAI REPUBLIC

*Manankova T.I., Nesterova E.D.*
Gorno-Altaisk State University, Gorno-Altaisk, Russia, tim454545@mail.ru

Горы Алтая, сформировавшиеся в каледонскую эпоху складчатости, под воздействием экзогенных процессов были значительно разрушены. Однако в альпийскую эпоху складчатости были омоложены и подняты на высоту более 4000 м. В результате этого сформировались омоложенные складчато-глыбовые горы, рельеф которых представлен низкогорными, среднегорными, высокогорными структурами, межгорными котловинами и речными долинами. Разнообразные внешние процессы, связанные с деятельностью временных и постоянных водных потоков, снежников и ледников, сезонной и многолетней мерзлоты, ветра привели к формированию различных типов морфоскульптуры: флювиальной, карстовой, гляциально-нивальной, криогенной, эоловой.

Изучая данные типы, отмечаем уникальные, встречающиеся только в пределах данной территории, объекты, характеристика которых была дана в статье “Морфоскульптурные комплексы Алтая и их рекреационное использование», которая была включена в материалы Всероссийской научной конференции «Ре-

льеф и экзогенные процессы гор» с международным участием, посвящённой 100-летию со дня рождения доктора географических наук, профессора Л.Н. Ивановского, проходившей в Иркутске 25-28 октября 2011 г. Среди объектов, представляющих научную и рекреационную ценность включены Катунские террасы, пещера Туткуш, «каменные грибы» в ущелье Ак-Корум Чулышманской долины Юго-Восточного Алтая, скала Иконостас в Северо-Восточном Алтае, Красные ворота на стыке Курайского и Айгулакского хребтов, как результат деятельности природных процессов и человека.

Данный перечень далеко не полный, поскольку изучая различные типы и формы рельефа, его можно расширить, включив морфологические типы речных долин, эрозионные, аккумулятивные и смешанные типы террас; поверхностные и подземные карстовые формы рельефа; микроформы суффозионного рельефа; мезо- и микроформы древнего и современного оледенения: кары, карлинги, троги, моренные холмы и курчавые скалы; наледи, бугры пучения, структурные грунты, солифлюкционные валы и языки, тарыны; ниши выдувания, наветренные бугры и гряды.

В последнее десятилетие в Республике Алтай наблюдается бурное развитие туризма. Количество прибывающих достигло в 2015 году полутора миллиона. Стоит заметить, что численность местных жителей в настоящее время составляет 230 тысяч человек. Понятно, что первоначально все приезжающие люди обращают внимание на рельеф, вольно или невольно отмечая его уникальность и своеобразие. Проводя собственные наблюдения и перелистывая Кадастр особо охраняемых территорий Республики Алтай [1] проведём анализ состояния уникальных геоморфологических объектов Республики Алтай, объединённых в следующие группы: горные вершины и перевалы, пещеры, ландшафтные участки.

Список горных вершин начат с горы Белуха. Также здесь дано описание горы Белый камень, Иконостас, Комсомольская. Уже по собственным названиям вершин можно судить об их особенностям. Так, основной целью создания памятника природы «Гора Белуха» является сохранение уникального природного комплекса, сочетающего геоморфологические, гидрологические, гляциологические особенности, ландшафтное и биологическое разнообразие высокогорья Горного Алтая. В Кадастре … (2014 г.) отмечены факторы негативного воздействия на данный объект, среди которых, как наиболее значимые, выделим следующие: загрязнение ледников экотоксикантами – тяжёлыми металлами и радионуклеидами в результате трансграничного переноса загрязняющих веществ; вытаптывание растительности, захламление территории, шумовое воздействие, дигрессия травостоя, уничтожение лесного подроста. Угрозы, негативное воздействие которых на ООПТ возможно или неизбежно в будущем: замусоривание территории, развитие эрозионных процессов, снижение биоразнообразия; деградация оледенения, изменение водности рек, структуры высотной поясности и условий обитания высокогорных видов флоры и фауны.

Гора Белый Камень, относительная высота которой около 100 м, является частью низкогорно-холмистой гряды в Канской степи Северо-Западного Алтая. Название её пошло от известняков бело-серого цвета, которые отчётливо выделяются на фоне зелено-каменных пород. Известность гора получила в результате открытия С.И. Руденко в ней стоянки древнего человека эпохи палеолита. По его мнению, археологические находки приурочены к сравнительно сухому и тёплому климатическому периоду, который предшествовал последнему оледенению на Алтае. В пещере сохранились каменные орудия, кости различных животных, которые позволяют судить о природной обстановке того периода [2]. В прошлом в восточной части горы велась добыча известняка. В настоящее время у подножия горы находится турбаза «Ойбок», где осуществляется подъём – спуск туристов по лестнице до входа в пещеру. В целях сохранения экологического состояния пещеры её вход закрыт железной решёткой. В целом объект характеризуется слабой нарушенностью, однако некоторое негативное воздействие оказывает выпас скота на склоне горы, в результате чего происходит вытаптывание и деградация растительности.

В пределах Ишинского физико-географического района Северо-Восточной Алтайской провинции, на правом берегу р. Бия находится гора Иконостас, пирамидальная форма которой напоминает церковный иконостас. Ценность объекта заключается в его научном, эстетическом, туристическом и историческом значении. Целью создания памятника природы явилось сохранение характерной для Алтая гранитной интрузии значительных размеров и барельефа В.И. Ленина в центре скалы на высоте 40 м [2], выбитый художником И. Сычёвым. В пределах окрестностей горы отмечено произрастание четырёх видов высших сосудистых растений, включённых в Красные книги РФ и РА [3]: копытень европейский (Asarum europeum), герань Роберта (Geranium robertianum), колокольчик крапиволистный (Campanula trachelium), остролодочник остролистный (Oxytropis stenophylla). Нарушенность территории в целом незначительна, к угрозам негативного воздействия также относятся речная эрозия и землетрясения.

В окрестностях г. Горно-Алтайска на левом берегу р. Майма находится памятник природы – гора Комсомольская, высотой 426,7 м, являющаяся северной оконечностью одного из отрогов хребта Иолго. Ценность памятника заключается в наличии большого числа лекарственных, декоративных, медоносных и реликтовых видов растений, которые могут быть использованы для изучения и введения в культуру. Нарушенность территории незначительная. Основное воздействие оказывается в основном со стороны местного населения в летнее время и выражается в сборе лекарственных и редких растений, частично – в захламлении бытовым мусором. На северном склоне горы, обращённом в сторону города, шесть лет назад сооружена горно-лыжная трасса шириной 30 м и длиной 150 метров, с перепадом высот до 60 м. В первый год после сведения древесных пород и частичного уничтожения лесной подстилки наблюдалась интенсивная эрозия с образованием эрозионных борозд и рытвин. Однако в последующие годы произошло зарастание трассы сорными видами растений и первона-

чальный видовой состав растений так и не восстановлен. В весеннее время после зимнего сезона наблюдается интенсивное замусоривание склона целлофановыми пакетами.

Основной целью создания памятника природы «Перевал Чике-Таман» является сохранение его уникального природно-исторического комплекса в естественном состоянии. Данный объект расположен в Теректинском физико-географическом районе Центрально-Алтайской провинции Алтайской горной области на восточном отроге Теректинского хребта, являющимся водоразделом рек Урсул и Бол. Ильгумень (левые притоки р. Катунь). По территории памятника природы проходит автодорога федерального значения М-52 «Чуйский тракт». Факторами негативного воздействия является туризм: загрязнение бытовым мусором, вытаптывание, порча деревьев, уничтожение ценных растений, росписи на скалах. Отрицательное воздействие происходит от заготовки строительных материалов и вывоз гранита [1]. Хотя стоит отметить, что в обозримом будущем и даже при увеличении транспортного потока через перевал значимые угрозы негативного воздействия на ООПТ отсутствуют.

Не менее популярным и значимым перевалом для республики, является Семинский, объявленный памятником природы республиканского значения. Устройство его поверхности отличается значительным своеобразием морфологических ландшафтов, выражающееся в следующем: куэстовая барьерность Семинского хребта, асимметрия склонов – северный круче и короче южного; незначительная амплитуда относительных высот – не более 200 м и существенным увеличением абсолютных показателей между высшими отметками от 1640 м (стела добровольного вхождения Алтая в состав России) до 2506 м (г. Сарлык близ границ ООПТ); господство широкого, уплощённого водораздела или пенеплена – реликт древней поверхности выравнивания с узкими гребнями, останцами и усечёнными вершинами. На перевале отмечены формы экзарационного, гравитационного и криогенного происхождения: эрратические валуны, полигональные трещины, бугры пучения, осыпи, а также большое количество антропогенных форм рельефа.

Факторами негативного воздействия на перевале являются следующие: рекреация, проявляющаяся в вытаптывании растительности, захламлении территории и шумовом воздействии; выпас скота – дигрессия травостоя, уничтожение лесного подроста; заготовка дикоросов – снижение биоразнообразия (ценных видов трав, представителей животного мира); охота – добывание охотничьих видов, фактор беспокойства; рубки кедрового леса – сведение леса, снижение водозащитных свойств, привлекательности ландшафтов; лесные пожары – уничтожение леса, снижение биоразнообразия и аттрактивности ландшафтов; захламление бытовым мусором – снижение эстетической привлекательности. Кроме этого негативное воздействие оказывает застройка территории, которая проявляется в изъятии земель под застройку и уменьшение площади ООПТ.

Памятниками природы республиканского значения являются пещера Музейная, Таркольская, Тут-Куш, Каракокшинская, Кульдюкская; карстовая шахта

«Кек-Таш» (Экологическая), Талдинская карстовая арка. Анализируя экологическое состояние данных объектов, отметим, что фактором негативного воздействия является рекреация, которая проявляется в частичном замусоривании полости пещеры, шумовом влиянии. Угрозой негативного воздействия является спелеотуризм, приводящий к замусориванию и порче пещерных объектов. Стоит отметить, что зонирование карстовых территорий отсутствует, охранная зона также отсутствует. Хотя в их границах запрещается всякая хозяйственная деятельность, угрожающая сохранению и состоянию охраняемых природных комплексов и отдельных видов растительного и животного мира.

Особо хотелось бы остановиться на экологическом состоянии ландшафтных участков, являющихся памятниками природы республиканского значения, среди которых выделены Улалинский рыхлый вал, Майминский рыхлый вал, Шишкулар-Катаил-Чистый луг, в пределах которых к факторам негативного воздействия отнесены рекреация, незаконные рубки леса, выпас скота, заготовка лектехсырья, охота, захламление бытовым мусором. Однозначно – на их территории необходимы регулярные и тщательные уборки мусора с его вывозом, просветительская работа с экскурсантами и проведение с учащимися и студентами эколого-познавательных экскурсий.

Новым природным парком республики, объявленным 20.10.2011, является Ак Чолушпа, расположенного в долине реки Чулышман в восточной части Алтайской горной области и состоящего из трёх кластеров: Нижний Чулышман, Калбакая и Пазырык. На территории парка издавна проживало и занималось традиционным хозяйством, преимущественно отгонным животноводством, коренное население. Специфика традиционной хозяйственной деятельности не приводила к нарушениям и преобразованиям природных ландшафтов. В советский период на данной территории проводилось строительство объектов производственной и социальной инфраструктуры (фермы, машинно-тракторные станции, жилые помещения, дороги и пр.), производилась распашка земель, лесозаготовки и пр., в результате чего на значительной части природные ландшафты испытали определённые нарушения [1]. Отметим, что в настоящее время доля нарушенных земель на территории парка не превышает 1% (с учётом площади населённых пунктов). По степени нарушенности ландшафтов эти земли относятся к категории слабонарушенных.

Таким образом, проводя анализ экологического состояния уникальных геоморфологических объектов на территории Республики Алтай можно сделать вывод об их слабой или средней нарушенности и обратить внимание на то, что с развитием рекреационной деятельности их экологическое состояние может ухудшиться. Поэтому следует обратить внимание на экологическое просвещение и воспитание, пропаганду знаний об уникальных геоморфологических объектах.

Литература

1. Кадастр особо охраняемых территорий Республики Алтай / А.М. Маринин, Н.П. Малков, А.В. Бондаренко, А.Г. Манеев, М.Г. Сухова, Ю.В. Робертус, О.В. Климова, И.А. Машошина, Л.В. Байлагасов. Барнаул: АЗБУКА, 2014. 256 с.

2. Красная книга Республики Алтай: особо охраняемые территории и объекты / А.М. Маринин, А.Г. Манеев, Н.П. Малков, В.Г. Ушакова и др. Горно-Алтайск, 2000. С.92-94.

3. Особо охраняемые природные территории Республики Алтай. Современное состояние и перспективы развития: монография / Ю.В. Робертус [и др.]; WWF России, Алтай, регион. ин-т экологии, ГПБЗ «Катунский». – Красноярск, 2012. – 118 с.

## ИНЖЕНЕРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗАСТРОЙКИ СУТОЛОКСКОЙ СИНКЛИНАЛИ НА УФИМСКОМ «ПОЛУОСТРОВЕ» (Г. УФА)

*Мухаметшина Г.Р.*, Камалов В.Г.***
*Башкирский государственный университет, Уфа, Россия, guzel_mgr@bk.ru
**ООО "Архстройизыскания", Уфа, Россия, vladimir.kamalov@list.ru

## ENGINEERING GEOMORPHOLOGICAL SPECIAL ASPECTS OF THE SUTOLOKA SINCLINE BUILDING UP IN THE UFA "PENINSULA" (UFA)

*Mukhametshina G.R.*, Kamalov V.G.***
*Bashkir State University, Ufa, Russia, guzel_mgr@bk.ru
**Ltd. "Arhstroyizyskaniya", Ufa, Russia, vladimir.kamalov@list.ru

Темой данной работы является инженерно-геоморфологическая оценка условий строительства на территории Сутолокской синклинали в г. Уфе.

50-60 лет назад Сутолокской синклинале, как геоморфологической системе, включающей несколько геоморфологических элементов, были присущи целостность и самоорганизованность с незначительным воздействием антропогенных факторов (частная застройка, бытовое загрязнение). В настоящее время она на 90% застроена высотными жилыми домами, сооружениями промышленного и дорожного назначения. Произошли ощутимые изменения естественного рельефа под влиянием инженерно-строительной деятельности (котлованы, выемки при строительстве автодороги, засыпка оврагов и карстовых воронок, обустройство насыпей для путепроводов, террасирование склонов и т.д.). Опасные экзогенные процессы подавляются (оползни, эрозия, карст). По днищу синклинали, где протекает р. Сутолока, от её устья до истока проложена автомагистраль с 8-миполосным движением автотранспорта. Водный поток реки пропускается по железобетонной трубе (коллектор) почти на всём её протяжении. Гидрологический режим реки полностью нарушен. Насколько качественно вы-

полнено искусственное ложе реки для коллектора неизвестно. На отдельных участках крутизна выемок составляет 30-40 градусов, посаженные деревья искривляются, что свидетельствует о медленном сползании (оплывании) грунтов. От выхлопов тысяч автомобилей над магистралью в безветрие стоит смог. Территория синклинали приобрела свойства антропогенно-геоморфологической системы (АГМС), являясь в тоже время частью «пространственно-ограниченной природно-техногенной (природно-антропогенной) системой «Город» [4]. Дальнейшее существование и развитие АГМС синклинали зависит от умелого управления системой «Город». На фоне негативных антропогенных воздействий на природную среду следует отметить положительную сторону преобразований синклинали. Упомянутая выше автомагистраль имеет большое социальное и хозяйственное значение: она разгрузила историческую часть города и соединила её с северной частью и с несколькими спальными районами (Сипайлово, Глумилино, Новостройка и др.). На левом, более пологом склоне ведётся активное строительство высотных зданий на месте садовой и частной аварийной застройки. Расселяются люди из ветхого жилья в современное, упорядочивается благоустройство территории.

Основой любой АГМС является природная среда. Природная среда синклинали развивалась в условиях некоторых особенностей её строения: структурно-геоморфологических и геолого- гидрогеологических с эндодинамическими и экзодинамическими процессами.

Рассматриваемая территория расположена в грабенобразном понижении (синклиналь), которое разделяет Глумилинский блок Уфимского гипсового поднятия на две части: западную — Бельско-Сутолокский вал и восточную — Уфимско-Сутолокский вал, осложнённые отдельными куполообразными поднятиями [6]. Границы синклинали между указанными структурами проведены условно по верховьям оврагов, внедрившихся в платообразную поверхность водораздела (рис 1).

История развития рельефа синклинали охватывает длительный период. Заложена в герцинский тектогенез. В докинельское время синклиналь представляла собой глубоковрезанный каньон с крутыми бортами и многочисленными впадающими в неё оврагами. В неогеновый период древние переуглубления заполняются озёрно—болотными и морскими глинистыми осадками. В кинельское время - глинами и песчано-гравийно-галечными осадками и оползневым глинисто-щебенистым материалом. В акчагыльское время территория подтапливается ингрессией Каспийского моря, образуется абразионно—аккумулятивная лиманно—морская генетическая поверхность. Апшеронское время: оживляются эрозионно—аккумулятивные процессы, происходит похолодание климата, накапливаются нивально—делювиальные перегляциальные осадки, формируется верхнеапшеронско—нижнеплейстоценовая равнина). Среднеплейстоценовый период: в долине р. Сутолоки формируется третья надпойменная терраса. Четвертичное время: денудационные процессы сформировали склоны водоразделов, эрозионно-денудационные -- склоны речной до-

лины. В ранне—среднечетвертичное время плиоценовые отложения размываются и частично сохраняются в погребённом состоянии. Широкое неглубокое понижение заполняется лёссовидными суглинками. В позднечетвертичное время в эту толщу с перерывами врезается новая долина, образуя на склонах две террасы. Колебательные движения земной коры в эти периоды многократно изменяли базис эрозии и современные рельефообразующие процессы носят унаследованный характер. Третья надпойменная терраса сохранилась практически на всём протяжении реки. Геоморфологические элементы её выражены слабо, характерны мелкие формы рельефа. Тыловой шов прослеживается на абсолютных отметках 120—130 м, участками заболочен и закарстован.

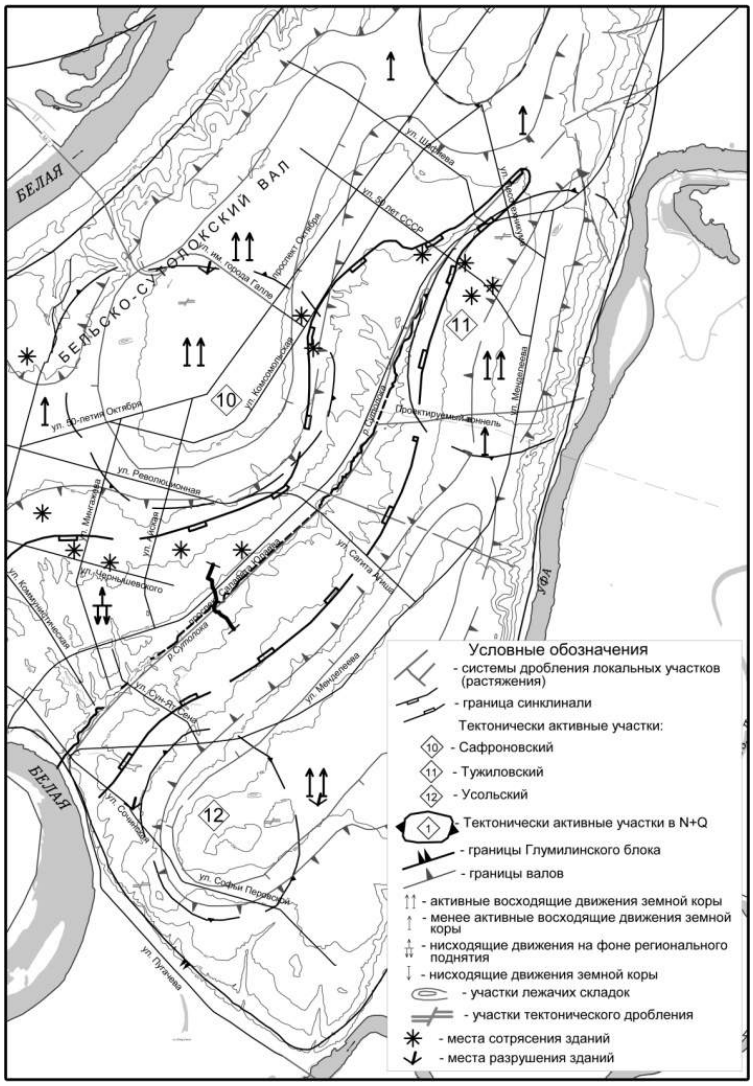



Рисунок 1. Фрагмент структурно-геоморфологической карты

Водосборная площадь р. Сутолоки, соответственно площадь синклинали, составляет 23.6 км2, средняя ширина её около 3 км, длина-6.8 км, средний уклон русла реки-9.2 промиле. Русло реки имеет чёткое очертание, извилистое, ширина его 3-8 м, берега обрывистые, высотой до 1м, размываются в период половодья. На отдельных участках отмечается пойма, заросшая кустарником, местами заболочена (низовье реки). Поперечный профиль долины реки изменяется от V и U-образного до корытообразного. Крутизна склонов в низовье реки -- от пологих до крутых. Склоны высотой 15-20 м подвержены оползневым процессам. Исток реки образован из нескольких ручьёв, вытекающих с небольшой закарстованной территории, примыкающей к западному склону куполовидного поднятия: Тужиловскому очагу Уфимско—Сутолокского вала. «Питание реки происходит родниковым стоком (около 15 источников) и сточными водами, сбрасываемыми промышленными и коммунальными предприятиями. Химический состав воды реки гидрокарбонатно—сульфатный, сульфатно—гидрокарбонатный натриево—кальциевой и кальциевый, тип воды II и IIIа, а минерализация—0.58-1.05 г/л. Река сильно загрязнена различными минеральными и органическими веществами» [1].

Геологическое строение синклинали представлено в сводной стратиграфической колонке (рис.2).

В границах синклинали довольно часто происходят сейсмические толчки. За последние 30 лет сотрясениям, колебаниям подверглись около десятка зданий (рис.1), а девятиэтажный корпус института сервиса колебался 5 раз, произошло разрушение его некоторых конструкций. Территория «полуострова», относится к асейсмической области, т.е. области, где землетрясения не происходят или являются редкими исключениями. Интенсивность сейсмического воздействия в районе работ может достигать [5]: по карте А (массовое строительство) - 5, по карте В (объекты повышенной ответственности) – 5 и по карте С (особо ответственные объекты) – 6 баллов. При оценке сейсмической устойчивости геологической среды большое влияние оказывают особенности грунтов и уровни подземных вод. По сведениям [Сергеев Е.М. Инженерная геология.1982.и др.] при нахождении уровня подземных вод до 2-х метров от поверхности земли вызывает сотрясение на 1 балл больше от фонового показателя (MSK-64), до 5м—на 0,5 балла; при мощности техногенных образований более 3-х м приращение силы сотрясения увеличивается на 1 балл. Приращения силы сотрясений зданий и сооружений в границах синклинали можно ожидать на участках, где развиты значительные мощности техногенных грунтов и уровни подземных вод колеблются в пределах 2-5 м от поверхности земли.

В пределах синклинали развиты 3 водосных горизонта в четвертичных, общесыртовых, неогеновых и водоносный комплекс в уфимских породах, а также горизонт карстовых вод в гипсах кунгурского яруса.

Экзодинамические (экзогенные) процессы, имеющие развитие в пределах синклинали: эрозионные, оползневые, карстово-суффозионные и подтопление.

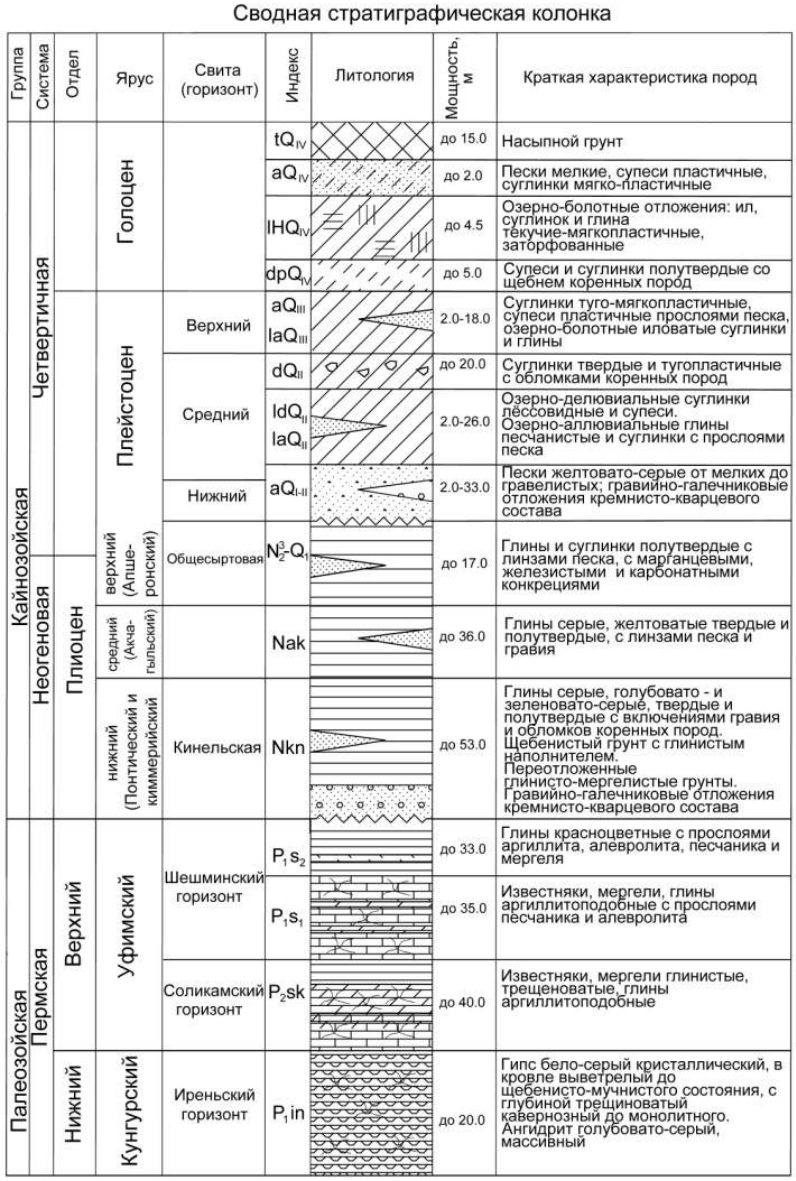



Рисунок 2. Сутолокская синклиналь

Эрозия, овраги и оползни. Этим процессам подвержены склоны долины р. Сутолоки. Русло её, после обустройства трубы-коллектора для пропуска водного потока речки, слабо размывается только на открытых участках. Причины развития овражной эрозии: превышение неотектонических антиклинальных структур и их локальных куполовидных поднятий над днищем синклинали на

60-80м, образование интенсивной трещиноватости в период неотектонических (альпийских) и современных движений земной коры, по которым заложились овраги карство-эрозионного и эрозионного генезиса (25 оврагов); геологический разрез сложен неоген-четвертичными легкоразмываемыми глинистыми грунтами, циркуляция водоносных горизонтов и разгрузка их в виде родников, создающих постоянные водотоки в оврагах, в которые дополнительно сбрасываются сточные и ливневые воды. У некоторых эрозионных оврагов продолжается выработка продольного профиля равновесия и заметна ступенчатость его, что свидетельствует о восходящих современных движениях локальных поднятий. Параметры эрозионной расчленённости синклинали: правый склон долины—средний коэффициент относительного вреза карстово-эрозионных оврагов 0.10, левый склон-0.13: эрозионных оврагов 0.13 и 0.12 соответственно. Средняя глубина оврагов 11.5м. Общая длина оврагов более 16 км.

Оползневые явления развиты на склонах в нижнем течении р. Сутолоки и впадающих в неё оврагах. Причины образования оползней: обрывистые склоны с частной застройкой (ул., ул. Бехтерева, Коммунистическая), подрезка склонов (строительство речного вокзала при впадении р. Сутолоки в р. Белую), обводнение грунтов по поверхностям скольжения (пески и супеси) как грунтовыми водами, так и техногенными водами из многочисленных водонесущих коммуникаций. Тип оползней — консеквентные, от поверхностных до неглубоких, в плане циркообразные.

Карст и суффозия. Факторы, способствующие развитию карстово-суффозионным процессам: геоморфологический—значительная изрезанность овражной сетью, уклоны поверхности рельефа, наличие мелких скульптурных отрицательных форм; геологический – мощность водоупора, глубина залегания карстующихся пород, содержание в геологическом разрезе суффозионных пород, гидродинамический – вертикальные градиенты фильтрации, гидрогеохимический – дефицит насыщения подземных вод солями сульфатов и карбонатов, техногенный – агрессивность инфильтрационных вод и подтопление. Тип карста – карст в условиях умеренного питания, подтип-- карст равнинный. Классы карста: на склонах синклинали - карбонатный и сульфатный, подкласс – покрытый четвертичными грунтами, участками закрытый уфимскими отложениями, в пойменно—русловой устьевой части р. Сутолоки – перекрытый мощной пачкой неогеновых глин [1].

Поверхностные проявления. На правом склоне синклинали: м/н «Молодёжный» карстовое поле из 8 чашеобразных воронок диаметром 20—40 м, а одна около 100 м. На территории приборостроительного завода произошло 4 карстовых провала, один из корпусов деформирован, выполнено тампонирование цементным раствором. Район улиц Чернышевского и Айской – 5 воронок диаметром 25-30 м. Между улицами Фрунзе и Пушкина вблизи р. Сутолоки – 2 воронки. В районе улиц Айская и Чернышевского расположено карстовое поле из 5 воронок диаметром 25—30м. На левом склоне: м/н «Новиковка»--карстовое поле из 8 воронок чашеобразной формы диаметром 30—75 м. Парк лесоводов и

ботанический сад – карстовое поле из 8 воронок чашеобразных диаметром 20—60 м и одна воронка около120 м. Исток р. Сутолоки: воронка, параметры которой определены при изысканиях тоннеля по проспекту Салавата Юлаева: диаметр около 60 м, колодцеобразная, глубиной 11 м, древняя - заполнена неогеновыми глинами. Воронка в северо-восточной части, в 20 м от проектируемого тоннеля, диаметр 5 м, глубина 1.2 м. Воронка в 25 м к северо-востоку от проектируемого тоннеля, эллипсовидная, размером 7 х 10 м, глубиной 1 м, борта пологие, задернованы. Воронка в 75м восточнее от проектируемого тоннеля, диаметром 45—50 м, глубиной до 7 м, чашеобразная, борта пологие (возможно это карьер). Всего зарегистрированных карстовых воронок в пределах синклинали 48шт. [7].

Глубинный карст вскрывается при бурении скважин и геофизическими исследованиями в виде каверн, заполненных и открытых полостей, ослабленных и трещиноватых зон, чаще на контактах и выклинивания фациальных разностей пород, где происходят перетоки водоносных горизонтов; в межблоковых пространствах, где наблюдается интенсивная трещиноватость и обводнённость пород.

Суффозия развивается в пределах синклинали как самостоятельный процесс, так и совместно с карстом. В первом случае - это механическая суффозия, которая выносит мелкую фракцию из песчано—гравийных четвертичных и общесыртовых отложений при высоких гидравлических градиентах вниз по потоку в русло реки и оврагов или в разуплотнённые пространства. Во втором – поток воды размывает закальматированные трещины коренных пород, давая возможность агрессивным водам растворять карстующиеся породы.

Подтопление. Естественные источники подтопления: атмосферные осадки и талые воды. Техногенные источники: водонесущие коммуникации, пруды и другие накопители—отстойники технологических процессов Причины подтопления: природные факторы – водовмещающие породы с низкими фильтрационными характеристиками (глины общесыртовые и акчагыльские), которые подстилают грунты с более высокими фильтрационными способностями, выполняя роль водоупора; близкое залегание водоносных пластов к поверхности земли. Техногенные факторы – утечки из водонесущих коммуникаций и конденсация влаги под сооружениями, создающие куполообразные горизонты вод. Природно-техногенный фактор - подпор (барражирование) водоносных горизонтов фундаментами сооружений, построенных вдоль склонов. Сочетание всех факторов приводит к подтоплению значительных застроенных площадей, следствием чего является снижение несущей способности грунтов, оживление карстово-суффозионных процессов и эрозии. Следствия подтопления: обводнение грунтов основания фундаментов и снижение их прочностных свойств, ускорение развития карстово-суффозионного процесса с образованием провалов, оседаний и аварийных ситуаций.

В геологическом разрезе синклинали развиты несколько литологических комплексов грунтов: техногенные (насыпные), четвертичные аллювиально-

делювиальные песчано-глинистые, неоген-четвертичные и уфимские грунты. Комплексы при строительном освоении подразделяются на инженерно–геологические элементы. На указанных грунтах возможно строительство зданий и сооружений практически любой ответственности и сложности (уникальности). Ограничениями могут быть следующие опасные геоморфологические и техногенные процессы, которые в основном преодолимы, но потребуют дополнительные затраты при возведении фундаментов:

- закарстованность отдельных участков, определяемая детальными карстологическими исследованиями с применением комплекса видов работ (глубокое бурение скважин, широкое применение геофизических методов и др.);
- оползнеопасность на крутых склонах;
- сейсмичность на участках со слабыми и обводнёнными грунтами, учёт её при проектировании уникальных сооружений с приращением к 5 фоновым баллам согласно сейсмического микрорайонирования;
- оврагообразование и выбор методов их освоения;
- сохранить гидрогеологическую обстановку и не активизировать суффозию при размещении сооружений на склонах вблизи построенных зданий.

Перечисленные опасности в разной степени характерны для всех геоморфологических элементов синклинали.

Литература

1. Абдрахманов Р.Ф, Мартин В.И. Гидроэкология г.Уфы. УНЦРАН. Уфа. 1993.

2. Барышников В.И., Камалов В.Г. Структурно-геоморфологическая карта как основа районирования Уфимского «полуострова» по инженерно-геологическим условиям. Экологическая безопасность и строительство в карстовых районах. Пермь. 24-29 мая 2015 г. с.66-70.

3. Камалов В.Г.О причинах колебаний здания по ул Чернышевской в г. Уфе и о геодинамических активных зонах Уфимского «полуострова». Экологическая безопасность и строительство в карстовых районах. Пермь. 24-29 мая 2015 г. с. 97-100.

4. Лихачёва Э.А. и др. Геоморфологические границы. (Их физическая сущность). Геоморфологические системы. Свойства, иерархия, организованность. М: Медиа-Пресс.2010. 288с.

5. СП 14 13330. 2011.Строительство в сейсмических районах. Актуализированная редакция СНиП II-7-81. М. 1981.

Фондовые материалы

1. Камалов В.Г., Барышников В.И. «Создание цифровой карты инженерно- геологического районирования в М 1:10000 для разработки Генерального плана городского округа город Уфа Республики Башкортостан». Том Отчёт об инженерно-геологических изысканиях. ООО Архстройизыскания. Уфа. 2014.

2. Мартин В.И. и др. ПДП ул. Воровского в г. Уфе. Отчёт об инженерно-геологических условиях территории вдоль ул. Воровского. Уфа. 1995.

# ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ ЧЕБОКСАРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ХОЗЯЙСТВЕННОЕ ОСВОЕНИЕ

*Никонорова И.В.*
Чувашский государственный университет, Чебоксары, Россия,
niko-inna@yandex.ru

# GEODYNAMIC PROCESSES IN THE COASTAL ZONE OF THE CHEBOKSARY WATER RESERVOIR AND THEIR IMPACT ON ECONOMIC DEVELOPMENT

*Nikonorova I.V.*
Chuvash State University, Cheboksary, Russia, niko-inna@yandex.ru

Чебоксарское водохранилище было образовано в результате перекрытия русла Волги плотиной у г. Новочебоксарск (Чувашская Республика) в 1980 г. и наполнения на промежуточную отметку нормального подпорного уровня (НПУ) в весеннее половодье 1981 г. на 63 м. Согласно проекту, составленному институтом «Гидропроект» (Самара), НПУ Чебоксарского водохранилища должен был составить 68 м. Чебоксарское водохранилище располагается по Волге от селения Работки Нижегородской обл. до Чебоксарского шлюза. Создание Чебоксарского водохранилища способствовало интенсивному росту и развитию прибрежных территорий, в том числе Чебоксарской агломерации. Однако, эксплуатация на незапланированном уровне, активизация опасных экзогенных рельефообразующих процессов вызвали проблемы по сельскохозяйственному, лесохозяйственному и рекреационному освоению и, в особенности, градостроительному развитию вдоль правого берега реки Волга, по характеру морфодинамики относящегося к абразионно-оползневому типу берегов водохранилищ. Здесь происходит сложное сочетание абразионных и склоновых процессов [1]. За годы эксплуатации водохранилища (с 1981 г.) максимальные величины отступания таких берегов превысили 40 м. Заполнение водохранилища изменило природные условия, сформировались разнообразные типы берегов Волги (абразионно-оползневые, абразионно-осыпные, абразионно-аккумулятивные, аккумулятивные, подтопленные, эрозионные, нейтральные, дефляционные, техногенные), снизилась их устойчивость. В то же время, градостроительство новых волжских микрорайонов происходило быстро, имелись факты отсутствия предварительной инженерной подготовкой, несогласованных работ по отведению ливневых и сточных вод, активизировавших овражную эрозию. Под строительство в городе Чебоксары осваиваются не только прибровочные части водораздельного плато, но и склоны с развитием экзогенных рисков (абразии, оползания, осыпания, отседания, эрозии, дефляции).

Волжское правобережье на участке Чебоксарского водохранилища в окрестностях Чебоксарской агломерации имеет абсолютные высоты до 139 м (БС), относительные высоты до 75 м. Крутизна склонов, сложенных породами татарского яруса перми, перекрытых покровными четвертичными суглинками, достигает 45-60°. В коренном склоне обнажается множество родников, приуроченных к слоям водовмещающих пород вятского и северо-двинского горизонтов татарского яруса перми. В общем плане коренной склон Волги имеет извилистую форму, образованную дугообразными бровками древнеоползневых цирков, разделенных межоползневыми мысами. Береговая линия расчленена оврагами с глубинами от 15-20 до 50-80 м с крутыми стенками, имеющими несколько отвершков. Для городского обустройства овражные геоморфологические системы перепланировываются, строятся откосы, засыпаются отвершки и планируются сами овраги, в результате в рельефе они становятся совершенно незаметными. Но вследствие того, что техногенные грунты (пески и суглинки), заполняющие тальвеги недостаточно уплотнены, происходят деформации, затрагивающие и гидротехнические сооружения (ливнестоки, дренажные канавы и т.д.), что впоследствии интенсифицирует опасные процессы. По данным ПИ «Гипрокоммунстрой» в пределах одного микрорайона «Волжский-3» в г. Чебоксары между оврагами № 5 (Новосельский) и № 10 (Чернышевский) зафиксировано более 15 родников. А всего по правому берегу Волги в городской черте отмечено 19 активно развивающихся оврагов, выходящих устьевой частью к Чебоксарскому водохранилищу. Для защиты г. Чебоксары от волновой абразии были сооружены бетонные контрабанкеты. Постоянные водотоки забраны в трубы и выведены к урезу водохранилища. По ним также осуществляется вынос обломочного материала в связи с чем, у конца труб образовались аккумулятивные береговые формы, непредусмотренные по проекту. Множество временных водотоков не были учтены. Они стекают в Волгу по поверхности бетонных плит и разрушают их стыковые соединения. Постоянно эрозионными наносами засоряются трубы, ливневая канализация. Поэтому во время дождей и половодья селеобразный обломочный материал выносится на асфальтовую дорогу, примыкающую к бровке бетонного откоса контрабанкета. Образуются конусы выноса на асфальте и на примыкающем к нему песчаном контрабанкете, размером от 30 до 60 м в длину и 5-15 м в ширину. Нередко они сливаются в общую длину 200 и более метров, делая непроходимой всю асфальтовую дорогу. Из овражных вод, размывающих фронтальные части активных оползней, развивающихся на склонах оврагов, так же формируются селевые потоки. К тому же они обогащаются строительным и другим мусором из несанкционированных свалок оврагов, выходящих устьевой частью к Чебоксарскому водохранилищу. Весной 2005 г. у дер. Заовражное на западном участке Чебоксарского контрабанкета таким образом была засорена одна из труб и сток воды вместе с наносами образовал водно-грязевый поток шириной до 10 м в устьевой части. Он полностью разрушил участок контрабанкета на ширину 50 м, что вызвало необходимость срочных ремонтных работ, иначе дальнейшая абразия увеличила бы объемы

разрушений. Начальным толчком к образованию прорана в контрабанкете послужила суффозия, а затем намывные пески были размыты эрозией, так как водные потоки текли мимо построенного водосброса, забитого наносами и мусором. Одной из причин данного явления стала интенсивная коттеджная застройка в микрорайоне «Волжский-1», в ходе которой были нарушены режимы стока поверхностных и подземных вод и увеличилось число несанкционированных свалок.

За последние 15 лет в береговой зоне г. Чебоксары произошло несколько крупных оползневых деформаций, размеры оползневых тел достигали 50-80 на 40-60 м. Оползни вплотную подошли к жилым постройкам, изъяли более 30 га ценных земельных ресурсов, находящихся в центральной и самой живописной части города. Если в естественных условиях овраги на оползневых склонах играли дренирующую роль, то в результате их засыпки повысился уровень грунтовых вод, приведший к оползневым подвижкам. Высокое положение уровня грунтовых вод в коренном Волжском склоне в настоящее время происходит в результате утечек воды от инженерных коммуникаций, замусоривания ливнестоков. Наиболее опасными по оползневым процессам по берегу Волги в г. Чебоксарах являются Парк Победы, микрорайоны Новоилларионово, Соляное, дер. Гремячево и др. Оползни подошвенной частью наползают на автодорогу, примыкающую к контрабанкету, при срезке грунта в приподошвенной части для освобождения дороги оползни активизируются. А вдоль отвесных стенок срыва оползней возможны обвально-осыпные процессы. Поэтому необходим дальнейший мониторинг берегов и берегоукрепительные мероприятия в городе. Полностью изъять из строительного освоения склоны правого берега Волги нельзя. Необходимо их тщательное изучение для поиска площадей пригодных под строительство объектов разного вида.

Наличие объекта незавершенного гидротехнического строительства – Чебоксарской ГЭС и одноименного водохранилища является важнейшей проблемой землепользования в Чувашии и сопредельных Нижегородской области и Республики Марий Эл. Даже при промежуточном наполнении подъем воды составил 10 м от прежнего уровня, что привело к затоплению и подтоплению ценнейших лесных и сельскохозяйственных угодий, потере многих объектов архитектурного и историко-культурного наследия, переносу многочисленных населенных пунктов. В то же время развивающаяся индустрия республики получила значительное количество дешевой гидроэнергии, которая была включена в единую энергосистему страны, водный волжский путь был обеспечен гарантированными глубинами для судоходства, по берегам водохранилища возникло большое количество рекреационных и туристских объектов. Чебоксарское водохранилище эксплуатируется на незапланированной отметке более 30 лет. Рассматривались различные варианты дальнейшего функционирования гидроузла: подъем уровня воды на отметку 65 м и 68 м, спуск Чебоксарского водохранилища, строительство низконапорной плотины у Городца (Нижегородская область) и др. В любом случае это приведет к

пересмотру системы землепользования в береговой зоне Чебоксарского водохранилища.

При изменении отметки до НПУ-68 м изменятся все морфометрические характеристики водохранилища. Появление полезной регулирующей ёмкости, равной 5,53 км$^3$, позволит осуществлять при этой отметке сезонное регулирование стока, столь необходимо для комплексного использования водных ресурсов всего Волжско-Камского каскада и экономического развития ПФО. При НПУ-68 значения мелководий (до 2-х м) составят 20,7% от всей площади водохранилища, и достигнут оптимальных показателей (СанПиН 3907-85) для водохранилищ, используемых в качестве источников хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования населения. Возросший объем воды (12,6 км$^3$) будет способствовать разбавлению и переработке поступающих загрязнений и обеспечивать большую устойчивость водной экосистемы. В результате возросшей аккумулирующей емкости водохранилища увеличатся сбросы Чебоксарской ГЭС и, что очень важно для санитарной обстановки зоны нижнего бьефа, возникнет возможность установления постоянного санитарного пропуска в размере 1000 м$^3$/с.

С позиций береговой геодинамики в результате подъема уровня воды до отметок 65 и 68 м в зоне влияния Чебоксарского водохранилища произойдет затопление, подтопление территории, определенные площади будут подвергнуты процессам берегопереработки. К таким земельным угодьям относятся, в первую очередь, земли лесного фонда и земли сельскохозяйственного значения. Анализ прогнозных материалов ОАО «ВолгаНИИгипрозем» (2006 г.) показал, что в целом по водохранилищу площади затопляемых земель при повышении отметок наполнения увеличиваются в 1,3-2 раза по сравнению с существующей отметкой 63 м, а площади подтопления имеют тенденцию к уменьшению с 30,7 тыс. га при НПУ-63 м до 19,2 тыс. га при НПУ-68 м. Площадь земель, подверженных берегопереработке, возрастет при подъеме уровня водохранилища до отметки 65 м в 1,7 раза по сравнению с существующей, причем в наибольшей степени рост площадей берегопереработки будет наблюдаться в Нижегородской области (в 2,7 раза). При НПУ-68 м площади земель, подверженных берегопереработке, уменьшатся в 1,4 раза по сравнению с НПУ-63 м. На территории Чувашской Республики площади затапливаемых земель будут наименьшими, что обуславливается морфометрическими особенностями ложа водохранилища. Следует отметить, что при НПУ-65 м наблюдается увеличение площадей подтопления и берегопереработки в 1,2 и 1,3 раза соответственно, тогда как при НПУ-68 м эти процессы будут затрагивать меньшие площади, чем при существующей отметке в 63 м. Так как геологическое и геоморфологическое строение берегов обуславливает их значительное разрушение, были построены берегоукрепляющие сооружения, рассчитанные на НПУ-68 м, но из-за низкого уровня они практически оказались на суше, а волновое воздействие проникает к их подножью и вызывает деформацию и разрушение. Образовались множество песчаных островов, бере-

га которых размываются и поставляют обильный обломочный материал в ложе водохранилища, занесение и заиление дна идет намного быстрее проектного.

Согласно методическим указаниям по земельно-хозяйственному устройству, подтопление земель в зависимости от величины подпора воды, механического состава и фильтрационных свойств грунтов и расстояния от водохранилища в процентном отношении распределяют следующим образом (ОВОС, 2006): подзона сильного подтопления, с глубиной залегания грунтовых вод от 0 до 0,5 м; подзона умеренного подтопления, с глубиной залегания грунтовых вод от 0,5 до 1,0 м; подзона слабого подтопления, с глубиной залегания грунтовых вод от 1,0 до 2,0 м. В результате проведенных обследований (ОВОС, 2006) установлено, что подтопленные земли в процентном отношении по подзонам распределятся следующим образом: сильно подтопленные – 20%; средне подтопленные – 35%; слабо подтопленные – 45%. Для земель сильного подтопления характерно изменение свойств почв во всем профиле, кроме того, они подвергаются размыву, захламлению мусором, приносимым волнами. В силу этого около половины сельскохозяйственных угодий, расположенных на сильно подтопленных землях, полностью выбывает из сельскохозяйственного производства. Участки пашни и пастбищ, расположенных на сильно подтопленных землях будут трансформироваться в сенокосы, поскольку из-за близкого стояния грунтовых вод их использование по назначению будут невозможными. Продуктивность сенокосов, ввиду изменения флористического состава снизится. В зоне среднего и слабого подтопления качественных изменений сельскохозяйственных угодий практически не произойдет, они будут использоваться по назначению, более того возможно увеличение производительности травостоев, связанные с улучшением водного режима.

При подъеме уровня до 65 отметки произойдет дальнейшее затопление надпойменных террас водохранилища. Площадь затопленных земель в Чувашии достигнет 147,905 тыс. га, за счет увеличения глубин сократится площадь островов и мелководий. Общая площадь берегоперерабатываемых земель увеличится в 1,8 раза по сравнению с соответствующим площадям при НПУ-63 м. При подъеме до 68 отметки произойдет затопление приплотинной и средней части водохранилища (ниже Керженца), а подтопление распространится на склоны второй и третьей надпойменных террас, затопится первая надпойменная терраса. Площадь затопленных земель составит 216,252 тыс. га при НПУ-68 м. Общая протяженность берегопереработки увеличится до 918 км по всей береговой линии Чебоксарского водохранилища (в Чувашии соответственно – 127 км), прогнозируемая величина линейной переработки составит 15-60 м на 10-летнюю стадию и 50-220 м на конечную стадию.

Литература

1. Никонорова И.В., Арчиков Е.И. Геолого-географические особенности формирования чувашского участка Чебоксарского и Куйбышевского водохранилищ. Чебоксары: Изд-во Чуваш. ун-та, 2000.

# ФАКТОРЫ ДЕФОРМАЦИИ МОРСКОГО БЕРЕГА В ГОРОДЕ ВЛАДИВОСТОК

*Сорокин П.С., Коробов В.В.*
Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия,
paveleco@tig.dvo.ru

# THE FACTORS OF SEACOASTAL DEFORMATION IN VLADIVOSTOK CITY

*Sorokin P.S., Коробов В.В.*
Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia, paveleco@tig.dvo.ru

При недостатке территории для городского строительства становятся востребованными работы по освоению новых земель. Осваиваемые на морском берегу территории подвергаются прибрежно-морским процессам. Здесь существует вероятность размыва берега водотоками из-за сильных дождей и волновой активности в период тайфунов. Особое влияние на деформацию берега оказывают опасные природные процессы, которые являются причиной разрушения элементов транспортной инфраструктуры города [1].

В настоящее время преобразование рельефа побережья г. Владивостока связано с градостроительством. В качестве причин изменения естественного прибрежного ландшафта можно выделить следующие факторы:

- конструктивные элементы берегозащиты,
- развитие транспортной инфраструктуры (автомобильные развязки, надводные мосты),
- малоэтажное строительство в пригороде и строительство микрорайонов на берегу.

Наглядным примером изменения прибрежного ландшафта можно считать мероприятия берегоукрепительные (например, на прибрежном участке севернее дамбы водозабора ТЭЦ-2 в районе бухты Тихая) а также защитные от морских волн в виде укладки бетонных плит в районе бухт Промежуточная, Щитовая, Патрокл и др. на участках размещения лодочных гаражей (рис.1).

Естественной трансформации берега со стороны моря способствуют литодинамические процессы. Направление ветра, приливно-отливные и прочие природные процессы приводят к размыву кромки берега особенно на открытых участках побережья. Именно на таких участках наблюдается сокращение пляжей и в качестве защиты - возведение берегоукрепительных сооружений. Контактные участки между морем и сушей представляют собой узкие полоски террас или нестабильные участки пляжей и здесь уже имеются примеры проседания грунта, разрушения автодорожного покрытия, молов, волноломов и берегозащитных конструкций.

Рис. 1 Конструкции берегозащиты и способы спуска к морю в районе бухты Тихая

По типу побережья для района исследования можно выделить группы участков по комфортности застройки и использования. Например, для развития различных видов хозяйственной деятельности наиболее благоприятными являются берега с аккумулятивными формами рельефа и наличием широких равнинных участков. Но здесь отсутствует система отвода ливневых вод и в период снеготаяния и проливных дождей, площади обустроенных территорий подтапливаются, подъездные пути размываются. Отсутствие системы коллекторов для сбора и отвода атмосферных осадков является причиной размыва пляжей и разрушений бетонных конструкций (рис. 2). Общеизвестно, что участки пляжей и морских террас могут размываться, а также создавать конуса выноса, перекрывающие террасы несортированным обломочным материалом. Все эти процессы привязаны к устьевым частям разного размера флювиальных образований: от низкопорядковых речных систем до небольших оврагов и других эрозионных форм.

Рис. 2. Размыв берега

Менее благоприятными для градостроительства являются абразионные и денудационные участки. Такие участки примыкают к мысам, рельеф здесь изре-

зан, транспортная доступность ограничена. Такие территории следовало бы использовать для градостроительства. Но из-за отсутствия городской инфраструктуры (электричество, водоснабжение) такие территории остаются востребованы лишь у местных рыбаков, владельцев лодочных гаражей с элементами жилых надстроек. Со стороны моря здесь осуществляются инициативные мероприятия по предотвращению затопления и разрушения жилых и производственных конструкций. Обычно это система сооружений железобетонных волноломов, размещенных вдоль берега.

Весьма проблематичными для освоения по геоморфологическому строению можно считать открытые аккумулятивные и денудационные берега. Здесь происходит размыв пляжевого материала и затопление равнинных участков. Здесь перспективным направлением строительства является создание искусственных намывных территорий и надводных строений. Но в большинстве случаев такого укрепления используемый грунт нестабильный по своему компонентному составу и представляет собой в большей массе суглинистые почвы с отдельным содержанием скального материала разной фракции.

По оценкам специалистов геоморфологов [2, 3] береговая линия района исследования трансформирована из-за развития портовой деятельности. Эксплуатация портов является и причиной перестройки донных геосистем, морских ландшафтов, загрязнения акваторий [4]. В качестве примера отрицательного воздействия на припортовые акватории можно привести данные А.М. Короткого [5] по техногенному илообразованию в бухте Золотой Рог. Объемы промышленного стока в эту акваторию за 100 лет сформировали более 5 м осадков на дне состоящих из органической массы перемешанной с нефтепродуктами.

Побережье г. Владивостока характеризуется обилием четвертичных отложений, в которых преобладают пелиты и алевриты, наиболее подверженные аккумуляции органических загрязнителей. Так, для акватории западного берега Владивостока эта особенность привела к более неблагоприятной санитарной обстановки для купания из-за поступления сточных вод с урбанизированных территорий. Имеются и случаи внезапного замора гидробионтов, из-за нехватки растворенного кислорода в условиях избытка загрязнителей органической природы.

Следует отметить, что современный этап развития города в большей степени происходит в направлении моря и уже обустроенных территорий, а не в сторону пригорода. Что в принципе выглядит более целесообразно из-за уже функционирующих инженерных коммуникаций и инфраструктурных элементов городского пространства. На побережье г. Владивостока возводятся жилые комплексы «Патрокл», «Восточный бриз» и пр. которые расположены на более высоком геоморфологическом уровне берегового рельефа, защищенном от воздействия прибрежно-морских процессов. Неблагоприятным фактором здесь является отсутствие лесных массивов, скверов, являющихся барьером, снижающим шумовое воздействие и загрязнение воздуха от автотранспорта. Расположение многоэтажных жилых строений на сопках города в прошлом уже выявило ряд про-

блем у жилищно-коммунальных служб города, связанных с водообеспечением и тепловым хозяйством. Сейчас возникает опасность в захламлении и замусоривании морских акваторий из-за близко расположенных жилых массивов.

При планировании городской застройки необходимым условием остаётся норма зеленых насаждений, которая вероятно не учитывалась при градостроительных проектах в г. Владивостоке. Расширение автотрассы Владивосток-Хабаровск и путей к мосту на о. Русский сократило и ранее недостаточное для города количество участков зеленой зоны (рис.3). В результате вырубки и сокращения лесопарковых территорий меняется ветровой и гидрологический режим, возникает опасность оползневых процессов, разрушения асфальтного покрытия.

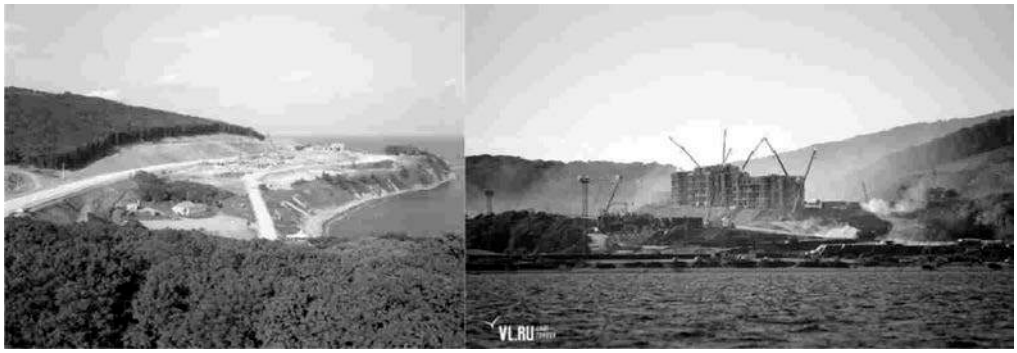



Рис. 3. Вырубка лесных массивов при реализации градостроительных проектов

Строительство низководных мостов через акватории привело к более современному урбанистическому облику береговой черты города, отдающему приоритет автотранспортной инфраструктуре без предпосылок развития рекреационно–оздоровительной функции морского побережья. Заметного замусоривания и загрязнения не происходит, но на побережье стали наблюдаться дискомфорт и ограничение в пляжной рекреации.

В качестве заключения следует подчеркнуть то, что все преобразования прибрежного ландшафта с целью приращения и использования территории осуществляются без восстановления лесных массивов и в большинстве случаев не предполагают регулирование береговых стоков, тем самым, вызывая опасение для функционирования хозяйственных и инфраструктурных объектов расположенных в зоне влияния прибрежно-морских и современных экзогенных процессов. Способы берегоукрепления не имеют каких-либо проектных расчетных данных по их эффективности и выполняются как вынужденная мера от размыва побережья или защиты строений от морских волн.

Литература:

1. Мясников Е.А., Коробов В.В., Сорокин П.С. Геологические и геоморфологические условия освоения прибрежных зон полуострова Муравьева-Амурского (морфоструктурные аспекты). Инженерная геология. 2013. №4. С.7-26.

2. Петренко В.С. Риасовые берега Приморья: освоение и экологическое состояние // Морские берега – эволюция, экология, экономика: Материалы XXIV Международной береговой конференции, посвященной 60-летию со дня основания Рабочей группы «Морские берега»: т.2. Краснодар: Издательский Дом – Юг, 2012. С. 62-64.

3. Бровко П.Ф., Малюгин А.В. Техногенная трансформация берегов Японского моря // Ойкумена. 2015. № 3. С.7-14.

4. Наумов Ю.А. Антропогенная трансформация прибрежно-шельфовых геосистем окраинных морей Дальнего Востока России. Автореферат дис. … д.г.н. Томск. 2008. 38 с.

5. Короткий А.М., Коробов В.В. Районирование прибрежной зоны залива Петра Великого (Японское море) // Исследование и картирование ландшафтов Дальнего Востока: Сб. научн. тр./ Отв. ред. Урусов В.М. Вл-к: Дальнаука, 2005. Вып.6. С. 128-159.

## ОПОЛЗНЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА ВОЛЬСКА (САРАТОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)[19]

*Шешнёв А.С.*
Саратовский национальный исследовательский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия, sheshnev@inbox.ru

## LANDSLIDE PROCESSES IN THE CITY OF VOLSK (SARATOV REGION)

*Sheshnev A.S.*
National Research Saratov State University, Saratov, Russia, sheshnev@inbox.ru

Саратовское Поволжье – регион развития оползневых процессов в условиях подработки берегов водохранилищем. Вольское побережье Волгоградского водохранилища между поселками Терса и Рыбное в различной степени подвержено оползанию (рис. 1). Длина оползнеопасной береговой полосы – более 20 км, ширина – в среднем 100-200 м, но местами она достигает 600-800 м. Ф.В. Котлов относит большинство оползней на территории города Вольска к антропогенным [1]. Наиболее крупное опубликованное обобщение о развитии опасного экзогенного процесса в регионе было сделано И.С. Рогозиным около 60 лет назад [2].

Образование оползней вызвано как природными условиями (падением толщ горных пород к берегу водохранилища, чередованием в разрезе глин и песков, высокой крутизной склонов), так и антропогенными причинами (подъемом уровня грунтовых вод и разрушением берегов из-за сооружения водохранилища, чрезмерным обводнением и пригрузкой склонов строениями).

[19] Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00112 мол_а

Наиболее крупным является оползень «Городской», располагающийся в юго-восточной части г. Вольска на водоразделе небольших рек – Верхняя Малыковка и Нижняя Малыковка. Активизация оползневых процессов, вызывавших сильные разрушения на склоне, наблюдалась в 1903, 1912 и 1940 гг. До 1990-х годов происходили медленные, преимущественно горизонтальные подвижки оползневых накоплений.

Рис. 1. Вольское оползневое побережье Волгоградского водохранилища

Активизировался оползневый процесс весной 1991 г., когда на пересечении улиц Водопьянова и Октябрьская заложилась трещина отрыва с обособлением блока на удалении до 15 м от предыдущей бровки срыва. Высота осадки была не более 1 м, но уже к 1996 г. образовалась стенка срыва, достигавшая в отдельных местах 3 м, а к осени 2000 г. – 5 м. По улицам, частично располагавшимся в пределах оползневого цирка, было деформировано около двадцати домов [3].

Оползень, характеризовавшийся ранее стадией крайне неустойчивого равновесия, весной 2002 г. активизировался. Общая площадь оползневого цирка – около 350 тыс. м$^2$. Наклон поверхности смещенного оползневого тела к водохранилищу составляет 8-10°. Базисом оползня является подводный склон берега Волги на абсолютных отметках минус 1 – плюс 6 м. К северо-востоку оползень продвинулся до улицы Комсомольская, к юго-западу – до улицы Кооперативная, его головная часть – до улиц Октябрьская и Пугачева.

Рельеф оползневой поверхности неоднороден. Западный и центральный участки склона имеют ступенчатую форму. Достаточно четко прослеживаются три ступени рельефа непостоянной ширины (до 40-70 м), разделенные уступами высотой в среднем 3-5 м и крутизной до 20-45°. К востоку уступы снижаются и выполаживаются, рельеф оползневого склона приобретает пологоволнистый характер.

Наиболее активно современная оползневая деятельность, приводящая к разрушениям жилых построек, развивается на территории, прилегающей к бровке

срыва оползня. В его головной части происходит блоковое обрушение пород надоползневого уступа. Протяженность блоков вдоль бровки срыва составляет 10-30 м, длина по оси смещения достигает 10 м, величина осадки колеблется в пределах 1-5 м. Объем затронутых блоковыми смещениями пород составляет 500-2000 м$^3$. Прибровочная поверхность коренного массива склона на расстоянии до 5-10 м от бровки срыва разбита веерообразными трещинами, что указывает на подготовку новых блоковых обрушений. Стенка срыва в головной части оползня – почти отвесная и имеет высоту до 10-12 м. В ноябре 2003 г. ее высота не превышала 7-9 м, что указывает на продолжающееся оседание сползших пород.

На участке «Городской» в г. Вольске наиболее активные смещения происходили в период с 2002 по 2005 г., что привело к многочисленным разрушениям в жилом частном секторе. Отселена 321 семья, проживавшая в 237 домах, перестала эксплуатироваться железнодорожная ветка к Мелькомбинату г. Вольска.

В настоящее время оползень «Городской» имеет полукруглую в плане форму, протяженность вдоль Волгоградского водохранилища около 1,3 км, длину по оси смещения около 0,5 км (рис. 2). Сохраняется вероятность обрушений новых блоков коренных пород и разрушения строений на улицах Октябрьская, Дзержинского, Народная. Необходимо строительство противооползневых сооружений, проект которых разработан [4], но не реализован. Без противооползневых мероприятий новая активизация оползней неизбежна, что неоднократно происходило в прошлом.

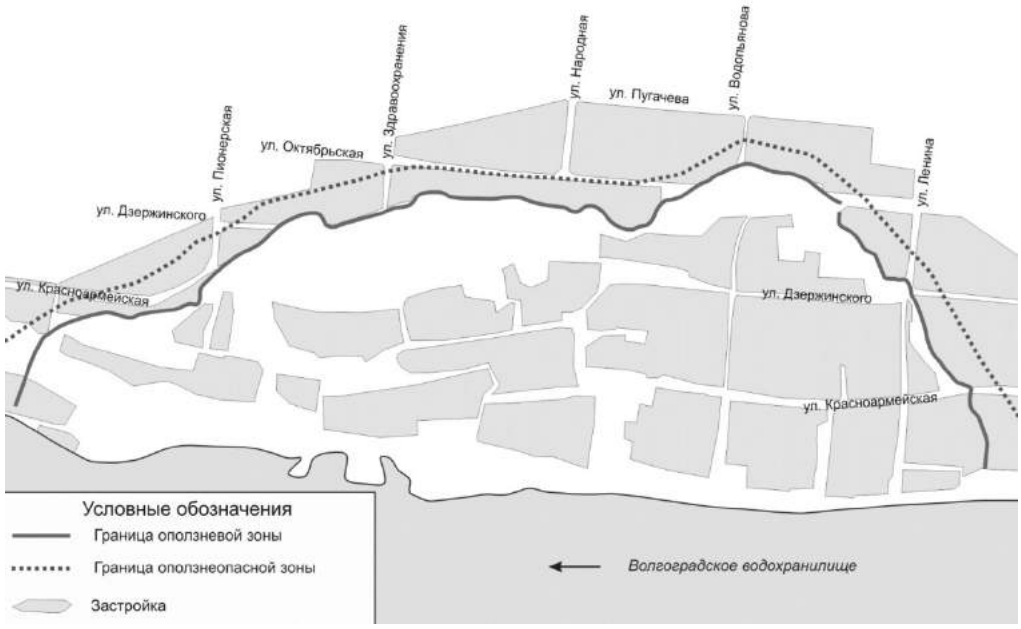



Рис. 2. Схема оползня «Городской» [5]

В сложившихся геолого-геоморфологических условиях при имеющейся на сегодня антропогенной нагрузке можно предложить следующие основные рекомендации по природопользованию.

1. Необходимы не только мониторинговые наблюдения за действующим оползневым объектом, но и наблюдения в зонах потенциальной оползневой опасности с последующим систематическим анализом данных. Многие частные дома в жилых кварталах вдоль оползня «Городской» имеют повреждения несущих конструкций. Геодезический мониторинг позволит более детально выполнять инженерно-геологическое прогнозирование.

2. При градопланировании на территориях, расположенных в пределах оползня «Городской», следует создать участок с пониженной антропогенной нагрузкой. Один из наиболее рациональных способов использования этих земель – создание на них парковой зоны. Их расположение в центральной части города на побережье водохранилища создает для этого подходящие условия. Для реализации данного проекта потребуются ликвидация разрушенных зданий и сооружений и инженерная подготовка оползневого склона.

Литература

1. Котлов Ф.В. Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека. М.: Недра, 1978. 263 с.

2. Рогозин И.С. Вольские оползни // Труды Лаборатории гидрогеологических проблем. Т. 18. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 100 с.

3. Информационный бюллетень о состоянии недр на территории Приволжского федерального округа Российской Федерации (Саратовская область) за 2010 год. Саратов: Изд-во СГГЭ, 2011. 163 с.

4. О состоянии и охране окружающей среды Саратовской области в 2010 году. Саратов, 2011. 270 с.

5. Шешнёв А.С. Факторы развития и современная динамика оползня «Городской» (г. Вольск, Саратовская область) // Инженерная геология. 2015. № 2. С. 18-26.

## СОДЕРЖАНИЕ

## ГЛАВА 4. СТРУКТУРНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

*Барышников В.И.* Морфоструктура Южного Приуралья из космоса…… 3
*Белоус О.В., Леонова Т.Д.* Рельеф дна северной части плато Най (Южно-Китайское море)…….. 6
*Болейчук И.Р.* Проявление структурных линий рельефа в ландшафте……. 10
*Бондаренко Н.А., Куропаткина Т.Н., Любимова Т.В.* Иерархическая унаследованность морфоструктурной организации рельефа Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа…….. 14
*Брылев В.А.* Уникальные дизъюнктивные структуры на юго-востоке Русской равнины и их геоморфологическая выраженность……. 17
*Брянцева Г.В., Постникова О.В., Постников А.В. Пошибаев В.В., Сим Л.А.* Структурно-геоморфологические исследования платформ северной Евразии и влияние особенностей рельефа на распределение углеводородов ……..... 20
*Буланов С.А.* Геоморфологический эффект стресс-тектоники в мобильных зонах Евразии..... 24
*Дубинин Е.П., Курбатова Е.С.* Геоморфология микроконтинентов и погруженных континентальных плато в море Скотия..... 29
*Ефремов Ю.В.* Морфоструктуры непальских Гималаев..... 33
*Захаров А.Л., Константинов Е.А., Шоркунов И.Г., Курбанов Р.Н., Ткач Н.Т., Сычев Н.В.* Новые данные по геологическому строению и эволюции Воронцовской пади (Ейский полуостров)..... 40
*Илларионов А.Г., Истомин А.Г.* Природа аномалий структуры и рисунка речной сети востока Русской равнины..... 46
*Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Попков В.И.* Роль сейсмогравитационных процессов в формировании рельефа Черноморского побережья на участке Анапа-Новороссийск ..... 52
*Лаврович Н.Н.* Морфотектонические особенности одного из регионов центральной части Восточно-Европейской платформы..... 56
*Макарова Н.В., Суханова Т.В.* Стадийность формирования рельефа и новейших структур Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты как показатель их возраста, амплитуд и скоростей тектонических движений ..... 60
*Панина Л.В., Зайцев В.А.* Современные структурно-геоморфологические методы изучения равнинных территорий (на примере центральной части Русской равнины) ..... 65
*Петрова Е.В.* Перестройка долинной сети Волжско-Камского междуречья за четвертичный период ..... 69
*Платонова С.Г.* Проявления форм тектонического и сейсмогенного рельефа в районе месторождения Кызыл-Таштыг (Тыва) ..... 73

*Сергеев И.С.* Фрактальная делимость рельефа районов развития кимберлитового магматизма и блоковая структура земной коры ..... 77
*Солодовников Д.А.* Оценка современной подвижности активных разломов юга Приволжской возвышенности ..... 84
*Хромых В.С.* Характеристика рельефа горной системы Кузнецкого Алатау (в границах Аскизского района республики Хакасия) ..... 88

## ГЛАВА 5. КЛИМАТИЧЕСКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

*Алексеева В.А., Ларин С.И., Ларина Н.С., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е.* О генезисе гривно-ложбинного рельефа юга Западной Сибири ..... 92
*Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А,. Судакова Н.Г.* Литолого-геоморфологическое районирование центра Русской равнины ..... 96
*Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А.. Соловьева Г.Д.* Геолого-геоморфологические признаки повышения уровня Балтики в эпоху викингов ..... 100
*Бадюкова Е.Н.* Буртасское озеро в Манычском прогибе ..... 104
*Баранская А.В., Кучанов Ю.И. , Ёжиков И.С., Оношко В.А.* Происхождение и развитие рельефа северной части Ямала и Гыдана в позднем плейстоцене и голоцене ..... 108
*Бармин А.А., Иолин М.М., Занозин В.В.* Некоторые особенности рельефа Астраханской области ..... 115
*Батманова А.С., Евсеева Н.С., Каширо М.А., Квасникова З.Н.* Эоловый морфолитогенез в агроландшафтах подтайги юго-востока Западно-Сибирской равнины ..... 120
*Болиховская Н.С. , Кайтамба М.Д. , Фаустов С.С.* Основные этапы изменения климата и природной среды Таманского полуострова в последние 7400 лет и их корреляция с колебаниями уровня Черного моря ..... 124
*Борсукова О.В., *Сергеев Д.О., Чеснокова И.В.* Геоморфологические и геокриологические исследования по трассе Чара-Чина ..... 130
*Виноградова О.В.* Влияние эволюции погребенных долин на формирование рельефа современных долин Ленского района Восточной Сибири.. 134
*Водорезов А.В., Воробьев А.Ю., Кривцов В.А.* Особенности проявления и динамики экзогенных геоморфологических процессов в долине р. Оки в ее среднем течении в позднем плейстоцене и голоцене ..... 139
*Водорезов А.В., Пузаков С.В.* Западины на междуречьях в северной части Окско-Донской равнины: количество, выраженность в рельефе и ландшафтах ..... 144
*Воскресенский И.С., Каревская И.А., Анисимова А.* Палеогеоморфологические и фитоклиматические условия эоплейстоценового россыпеобразования в Прионежье ..... 148
*Гакаев Р.А., Даукаев А.А.* Геолого-геоморфологические условия формирования оползней в Горной Чечне ..... 153

*Галанин А.А., Павлова М.Р., Шапошников Г.И.* Геоморфология, строение и гранулометрический состав современных эоловых форм рельефа Вилюйского бассейна ..... 157
*Гилязов А.Ф., Мозжерин В.В.* Оценка влияния некоторых факторов на крупность взвешенных наносов и донных отложений рек европейской территории бывшего СССР ..... 160
*Глушанкова Н.И., Евсеев А.В.* Цикличность строения субаэральных пород плиоцен-плейстоцена на юге Западной Сибири ..... 167
*Головачев И.В.* Пещеры окрестностей озера Индер ..... 171
*Голосов В.Н., Гусаров А.В., Иванова Н.Н., Шарифуллин А.Г.* Современная аккумуляция наносов в днищах балок лесостепной зоны Среднерусской возвышенности ..... 176
*Грабенко Е.А., Кадебская О.И., Кудерина Т.М., Мавлюдов Б.Р., Экба Я.А.* Новоафонская пещера, результаты исследований в 2015-2016 гг. ..... 180
*Гусаров А.В.* Строение долины р. Шура-Озень на участке эолово-аккумулятивного комплекса “Сарыкум” (республика Дагестан) ..... 185
*Еременко Е.А., Каревская И.А., Мухаметшина Е.О.* Условия позднеплейстоценового осадконакопления и рельефообразования в Верхневолжье 189
*Зима Ю.В.* Современное руслоформирование на территории Забайкальского края ..... 194
*Иванов Е.Н.* Гляциальная геоморфология массива Мунку-Сардык (Восточный Саян) ..... 199
*Идрисов И.А.* Изменение рельефа островов северо-запада Каспийского моря в XXI веке ..... 203
*Казьмин С.П.* Геолого-геоморфологическая основа ландшафтов Кулунды. 208
*Каплин П.А., Мысливец В.И., Поротов А.В.* Развитие устьевых зон речных долин Северного Причерноморья в голоцене ..... 213
*Карпухина Н.В., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Деркач А.А., Матлахова Е.Ю., Мухаметшина Е.О.* Генезис и эволюция озерных котловин центральной части Псковской низменности ..... 218
*Константинов Е.А.* Палеорельеф Восточного Приазовья как индикатор климатических колебаний позднего плейстоцена ..... 225
*Кривцов В.А.* Условия образования долинных педиментов в бассейне р. Оки в ее среднем течении ..... 228
*Крицкая О.Ю., Остапенко А.А.* Новые исследования подземных форм сульфатного карста на Западном Кавказе и особенности его развития .. 231
*Лебедева Е.В.* Лавовые потоки и реки ..... 235
*Левина Н.Б.* К вопросу о грядово-ложбинных и «гривных» комплексах Западной Сибири (левобережье среднего течения р. Обь) ..... 240
*Мавлюдов Б.Р.* Движение воды внутри ледников ..... 244
*Маккавеев А.Н., Бронгулеев В. Вад., Караваев В.А.* Строение вала озера смердячьего (московская область) – предполагаемого метеоритного кратера ..... 249

*Масютина Ю.А.* Склоновые процессы на территории Окинского плоскогорья (Восточный Саян) ..... 253
*Махинов А.Н., Махинова А.Ф., Liu Shuguang* Влияние русловых процессов на геохимические потоки в долинах рек Восточной Азии ..... 256
*Олиферов А.Н.* Селевые процессы в Крыму, Карпатах и на российском побережье Кавказа ..... 261
*Опекунова М.Ю., Силаев А.В.* Русловые деформации и геоморфологические процессы р. Иркут ..... 264
*Осинцева Н.В.* Геоморфологическое строение района расположения археологического памятника Черноозерье II ..... 269
*Полежайкин И.А.* К вопросу о генезисе гривистого рельефа Западной Сибири ..... 272
*Попов С.В.* Современное представление о подлёдном рельефе Антарктиды: орографические и морфометрические схемы ..... 277
*Поротов А.В., Каплин П.А., Мысливец В.И* Развитие аккумулятивных берегов северо-восточного побережья Черного моря в позднем голоцене ..... 282
*Постоленко Г.А.* Нормальная мощность разновозрастных аллювиальных свит ..... 286
*Репкина Т.Ю., Ефимова Л.Е., Константинова Н.Г., Косевич Н.И., Шиловцева О.А., Шевченко Н.В.* Стационарные наблюдения за процессами морфо- и литогенеза береговой зоны кандалакшского залива Белого моря (2009-2015 гг.) ..... 291
*Рыжов Ю.В., Голубцов В.А.* Пространственно-временные различия развития экзогенных процессов и форм рельефа в позднеледниковье и голоцене (на примере Западного Забайкалья) ..... 299
*Скрыльник Г.П.* Влияния колебаний континентальности и океаничности на изменения аномальных явлений и процессов на юге российского Дальнего Востока ..... 303
*Филиппов А.Г.* Подземный карст эвапоритов и погребенный рельеф кровли девонских отложений бассейна реки Атабаска, Канада ..... 307
*Филиппов А.Г.* Генетическая интерпретация рельефа стен и морфологии карстовых пещер Приольхонского плато на Байкале ..... 312

## ГЛАВА 6. ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

*Абдуллаева И.В., Бредихин А.В.* Геоморфологическая безопасность рекреационной деятельности Калининградской области ..... 317
*Акпамбетова К.М.* Техногенный рельеф и процессы аридных ландшафтов Казахстана ..... 323
*Аникина Н.В.* Погребенные палеодолины центра города Москвы ..... 327
*Барышников В.И., Камалов В.Г.* Геоморфология Уфимского «Полуострова» ..... 332

*Богданов Н.А.* Отголоски техногенных событий на морском берегу в Латвии: абразия, россыпеобразование, экология ..... 336
*Борсук О.А., Бредихин А.В., Лукашов А.А.* Рельеф и общество: социальная геоморфология ..... 342
*Гакаев Р.А.* Геоморфологическая оценка оползнеопасных склонов Горагорско-Грозненской оползневой зоны Чеченской республики ..... 346
*Гуменюк А.Е., Краснова М.П.* Оценка рельефа города Чебоксары и пригорода для рекреационных целей ..... 350
*Дедова И.С.* Эколого-геоморфологические последствия маловодья на Среднем Дону в Волгоградской области ..... 355
*Дьяченко Н.П.* Геоморфологические аспекты топонимии Волгоградского Поволжья ..... 358
*Иванов М.А.* Оценка динамики землепользования в бассейнах рек европейской территории России за последние 30 лет по данным ДЗЗ ..... 362
*Караваев В.А., Семиноженко С.С.* Проявления цикличности экстремальных геоморфологических процессов в бассейне р. Черека Балкарского 369
*Кириллова А.В., Кокин О.В.* Рельефообразование в ходе активной фазы современных ледниковых пульсаций на Западном Шпицбергене (на примере ледника Комфортлесс) ..... 373
*Лебедева Е.В., Михалёв Д.В., Некрасова Л.А.* Карстово-антропогенная система полуострова Юкатан ..... 378
*Локшин Г.П., Чеснокова И.В.* Техногенные физические поля – результат антропогенного морфолитогенеза ..... 383
*Макунина Г.С.* «Карабашская» форма линейной эрозии на Южном Урале: происхождение и морфодинамика ..... 387
*Мананкова Т.И., Нестерова Е.Д.* Экологическое состояние уникальных геоморфологических объектов республики Алтай ..... 391
*Мухаметшина Г.Р., Камалов В.Г.* Инженерно-геоморфологические особенности застройки Сутолокской синклинали на Уфимском «Полуострове» (г. Уфа) ..... 396
*Никонорова И.В.* Геодинамические процессы в береговой зоне Чебоксарского водохранилища и их влияние на хозяйственное освоение ..... 404
*Сорокин П.С., Коробов В.В.* Факторы деформации морского берега в городе Владивосток ..... 409
*Шешнёв А.С.* Оползневые процессы на территории города Вольска (Саратовская область) ..... 413