

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ГЕОМОРФОЛОГИИ. ИЗБРАННЫЕ РАБОТЫ

В. Вад. БРОНГУЛЕЕВ

В. Вад. БРОНГУЛЕЕВ

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ГЕОМОРФОЛОГИИ

ИЗБРАННЫЕ РАБОТЫ

Российская академия наук
Институт географии

В. Вад. БРОНГУЛЕЕВ



**МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ
В ГЕОМОРФОЛОГИИ
ИЗБРАННЫЕ РАБОТЫ**

Москва
Медиа-ПРЕСС
2018

УДК 551.4.013

Сборник рекомендован к печати Геоморфологической комиссией РАН

Выполнено по теме госзадания 0148-2014-0016: Экзогенный морфолитогенез в разных природных условиях (№ госрегистрации 01201352491)

Редакционный совет:

д.г.н. Н.Е. Чубарова, д.г.н. Э.А. Лихачёва, д.г.н. В.П. Чичагов,
к.г.н. А.Н. Маккавеев (составитель), Е.А. Карасева

В.Вад. Бронгулеев

Математические методы в геоморфологии: Избранные работы / Сост. А.Н. Маккавеев. — М.: Медиа-ПРЕСС, 2017. — 128 с., 6 табл., 81 рис.

В сборник вошли основные работы, а также обзор ряда статей В.Вад. Бронгулеева, в которых проблемы геоморфологии решаются с применением математических методов: разработка физико-математических моделей эволюции склонов; современные геоморфологические режимы и геоморфологическое районирование; влияние изостазии на рельефообразование; морфоструктурные узлы; активные разломы, связь крупнейших форм рельефа со строением земной коры.

Сборник будет интересен для широкого круга специалистов в области наук о Земле — геоморфологов, геологов, физико-географов.

V. Vad. Bronguleyev

Mathematical methods in geomorphology: the selected works / compiler A.N. Makkaveyev. — M.: Media-PRESS, 2018. — 128 p., 6 tab., 81 fig.

The book covers basic works, and includes survey of a number of the articles of V.Vad. Bronguleyev, in which the problems of geomorphology are solved with the application of the mathematical methods: the development of the physico-mathematical models of slope evolution, recent geomorphologic regimes and geomorphologic division into districts; the influence of isostasy movements on relief; morphostructural junctions; active faults; the connection of the largest forms of relief with the structure of the Earth's crust. The book is of interest for a wide circle of specialists in geosciences like geomorphology, geography and geology.

ISBN 978-5-901003-54-1

© Лаборатория геоморфологии ИГ РАН, 2018

© Геоморфологическая комиссия РАН, 2018

© Оформление ООО «Медиа-ПРЕСС», 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

Вадим Вадимович Бронгулеев (1944–2016)	5
I. Кинематическое моделирование эволюции склонов	8
1. Некоторые особенности развития ступенчатых склонов: результаты кинематического моделирования	8
2. Трехмерная кинематическая модель эволюции склонов	21
3. Взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов при росте локальных морфоструктур	37
4. Кинематическое моделирование развития литогенных форм рельефа	48
5. Взаимодействие тектонических деформаций и экзогенного разрушения склона, сложенного неоднородным субстратом	61
II. Современные геоморфологические режимы и геоморфологическое районирование	78
1. Современные геоморфологические режимы Урала	79
2. Районирование севера европейской части России по факторам эрозионного расчленения с помощью факторного анализа	100
III. О влиянии эндогенных и экзогенных процессов на рельефообразование	106
IV. Проблема связи эндогенных и экзогенных процессов	110
1. Крупнейшие формы рельефа Русской равнины и их связь со строением земной коры	110
Summary	123

CONTENTS

Vadim Vadimovich Bronguleyev (1944–2016)	5
I. Cinematic modelling of slope evolution	8
1. Some characteristics of stepped slopes: results of kinematic modelling	8
2. 3D-cinematic model of slope evolution	21
3. Interaction of endogenous and exogenous processes in the course of local morphostructures growth	37
4. Kinematic modelling of the lithogenic landforms development	48
5. Interaction of tectonic uplift and exogenous destruction in evolution of a slope composed of non-uniform substrates	61
II. Recent geomorphologic regimes and geomorphologic zones	78
1. Recent geomorphologic regimes of the Ural	79
2. Zone of erosional dissection factors within the Northern Part of Russian Plain by factor analyses	100
III. On the influence of endogenous and exogenous processes at the creation of landforms	106
IV. Problem of connection endogenous and exogenous processes	110
1. Largest landforms of the Russian Plain and their relation to the Earth's crust structure.	110
Summary	123

ВАДИМ ВАДИМОВИЧ БРОНГУЛЕЕВ
(1944–2016)

Вадим Вадимович в 1968 г. окончил кафедру физики Земли физического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Дипломную работу он готовил под руководством профессора В.А. Магницкого, основателя советской школы физики земных недр.

В 1968 г. поступил в аспирантуру Института географии АН СССР. Руководитель — виднейший ученый Ю.А. Мещеряков, к сожалению, не дожидая защиты своего аспиранта. 31 марта 1972 г. В.В. Бронгулеев защитил диссертацию на соискание степени кандидата географических наук на тему «Некоторые особенности эндогенных процессов и образование возрожденных гор (на примере Тянь-Шаня)». В том же году его зачислят в Институт.

За годы работы в Институте географии им написано свыше 110 научных статей и разделов коллективных монографий, создано немало картографических произведений.

Основная сфера научных интересов последних лет — разработка физико-математических моделей процессов рельефообразования, оригинальных моделей эволюции склонов. В этой сложной области науки, требующей знания геоморфологии, геологии, математики, физики, способны работать немногие. Нередко в своих работах он открывал что-то новое, способное принципиально изменить наше представление о формировании рельефа. Эти результаты по достоинству должны войти в золотой фонд науки. Так, например, в учебниках по геоморфологии нередко говорится, что ступени на склонах гор (предгорные лестницы) образуются у горных подножий в фазы тектонического покоя. Вадим Вадимович на примере одной из моделей развития склонов доказал, что они могут образовываться и в ходе непрерывного поднятия гор¹. Также в одной из своих ранних работ он показал, что земные горы на суше не могут превышать определенной величины (близкой к высоте высочайших гор Гималаев) за счет действия гравитационного растекания («расплавания» под действием собственного веса) горных сооружений². Здесь же он привел полученную им зависимость скорости растекания горного сооружения от его высоты и ширины, а также от вязкости пород и мощности слоя, затронутого деформациями.

¹ *Бронгулеев В.Вад.* Некоторые особенности развития ступенчатых склонов: результаты кинематического моделирования // Геоморфология. 2009. № 2. С. 3–12.

² *В.Вад. Бронгулеев.* Вязкое растекание коры как фактор, ограничивающий рост гор // Проблемы морфодинамики. М.: МФГО, 1983. С. 62–69.

Крупным достижением была его концепция экзодинамических процессов как комплексной характеристики рельефа, процессов и условий рельефообразования³. Им предложена методика районирования территорий по комплексу показателей, которая, несомненно, найдет применение не только в геоморфологии, но и в других разделах физической географии. Впервые он применил количественные методы для выявления реальных границ морфоструктурных узлов и особенностей их строения.

Его всегда привлекали малоисследованные области геоморфологии. Поэтому в последние годы он много занимался изучением так называемых астроблемовидных котловин центральной части Русской равнины. Оказалось, что эта обширная группа, сходных по морфологии образований, практически не изученная ранее, имеет различный генезис. Среди них и следы древних мерзлотных форм, и метеоритные кратеры, и формы, возникшие на краю древнего ледникового покрова.

Научный авторитет Вадима Вадимовича был высок. Как правило, он руководил плановыми темами, грантами РФФИ, разделами межведомственных тем, хозяйственных договоров. В 1985–1994 гг. возглавлял лабораторию проблем теоретической геоморфологии (затем лабораторию рельефообразования). Обычно именно он замещал по каким-либо причинам отсутствующего заведующего отделом (позже лабораторией) геоморфологии. Выступления на различных конференциях, Ученом совете Института, заседаниях отдела (позже лаборатории) геоморфологии всегда привлекали повышенное внимание слушателей как по своей форме (был прекрасным оратором), так и по глубокому научному содержанию. К его советам, помощи прибегали во многих случаях — от составления научных планов, отчетов до личных дел.

Очень эрудированный, работоспособный, владеющий математическими методами, а также глубокими знаниями физики, геологии и геоморфологии, он был человеком, умеющим «слышать» оппонента, ясно и логично выражать свои мысли. Поэтому неудивительно, что часть работ, приведенных здесь, выполнена Вадимом Вадимовичем вместе с его коллегами. При этом стоит подчеркнуть, что первое место в списке авторов он занимает не в силу «алфавитного порядка» — ему принадлежали и основная идея, и наибольший вклад в совместное творчество.

В.В. Бронгулеев был талантлив во многом. Но истинной его страстью была музыка. Замечательный пианист, тонко чувствующий музыку, он давал концерты в различных камерных залах Москвы и Санкт-Петербурга. В том числе он любил играть в стенах Института геогра-

³ Бронгулеев В.Вад. Экзодинамические режимы Русской равнины // Геоморфология. 2000. № 4. С. 11–23.



фии. Свой последний сольный концерт 11 декабря 2015 г., посвященный музыке Шуберта, Шопена и Скрябина, он сыграл именно там.

Любовь к музыке и прекрасное знание английского языка в конечном счете привели к появлению его прекрасных переводов книг о музыке⁴. В последние годы он переводил знаменитую книгу Джона Рескина «Камни Венеции», которая должна скоро увидеть свет в одном из московских издательств.

В настоящем сборнике собраны работы Вадима Вадимовича, посвященные разработке физико-математических моделей эволюции склонов. Они сведены в единый текст. С целью дать представление о его научных интересах включены некоторые работы и по другим темам. Научное наследие В.Вад. Бронгулеева весьма обширно. Выбрать из него основные работы очень сложно. Поэтому мы ограничились немногими; общая их черта — использование математических методов и оригинальность выводов, которые, надо надеяться, будут полезны многим специалистам, изучающим нашу Землю.

Н.Е. Чубарова, А.Н. Маккавеев

⁴ *Шнабель А.* Ты никогда не будешь пианистом. М.: Классика XXI, 1999 (в соавторстве с А.Ф. Хитруком); *Шонберг Г.* Великие пианисты. М.: АГРАФ, 2003; *Вольф К.* Уроки Шнабеля. М.: Классика XXI, 2006; *Гульд Г.* Избранное: В 2 т. М.: Классика XXI, 2006 (в соавторстве с А.Ф. Хитруком).

I. КИНЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ СКЛОНОВ¹

1. Некоторые особенности развития ступенчатых склонов: результаты кинематического моделирования

История исследований

Первые значительные успехи в математическом моделировании развития склонов были в 60-х годах XX в. достигнуты зарубежными авторами [36, 41, 46, 51, 61 и др.], которые сформулировали основные уравнения развития склонов и предложили ряд частных решений. Отечественные исследования в 1960–1980-х гг. параллельно развивали как собственные модели, так и различные аспекты зарубежных [10–12, 23, 30, 31]. Но с 1990-х гг. в нашей стране в этом направлении было сделано мало нового. В то же время за рубежом моделирование бурно развивалось и к настоящему времени достигло значительных успехов. Разработаны модели развития поверхности, позволяющие не только оценивать величину и скорость эрозии [39, 54, 66], но и реконструировать древний рельеф [56], описывать эволюцию различных геоморфологических ландшафтов и форм рельефа [47, 48, 59, 64, 65] и т. п.

В данном разделе анализируется довольно простая **кинематическая двумерная модель эволюции склона**. Сущность кинематических моделей состоит в том, что свойства субстрата рельефа, его реакция на действующие силы и сами эти силы не рассматриваются, т. е. не составляются динамические уравнения движения. Вместо этого задается зависимость скорости снижения поверхности склона от морфологии самого склона — его высоты, уклона, кривизны; к этому может быть добавлен эффект внешних, не связанных со склоновыми процессами, факторов. Кинематические модели позволяют ответить на вопрос, как будет развиваться склон той или иной, заданной в начальный момент времени конфигурации, при той или иной зависимости скорости его снижения от формы

¹ Основой послужили статьи: *Бронгулеев В.Вад.* Двумерная кинематическая модель образования предгорной лестницы // ДАН. 2008. Т. 422. № 7. С. 1097–1100; *Бронгулеев В.Вад.* Некоторые особенности развития ступенчатых склонов: результаты кинематического моделирования // Геоморфология. 2009. № 2. С. 3–11; *Бронгулеев В.Вад.* Трехмерная кинематическая модель эволюции склонов // Геоморфология. 2011. № 1. С. 3–12; *Бронгулеев В.Вад.* Взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов при росте локальных морфоструктур // Геоморфология. 2013. № 1. С. 3–11; *Бронгулеев В.Вад.* Кинематическое моделирование развития литогенных форм рельефа // Геоморфология. 2014. № 2. С. 3–13.

самого склона, при заданных начальных и граничных условиях и при действии внешних факторов (например, тектонических движений). Такой подход оправдан тем, что законы деформации субстрата, необходимые при составлении динамических уравнений, плохо известны и, как правило, их приходится задавать с большой степенью условности. Вместе с тем кинематические модели позволяют довольно легко получить разнообразные и наглядные картины эволюции склона при различных предположениях о скорости денудации и внешних факторах.

Динамические модели развития форм земной поверхности, в частности склонов, требуют задания многих физических свойств горных пород и почвогрунтов — их прочности, вязкости, внутреннего трения, пористости и др. Знание этих параметров и законов деформации субстрата дает возможность определить скорость перемещения материала и в конечном счете скорость денудации. Однако количественная оценка подобных характеристик для длительных периодов времени обычно возможна лишь как «эффективная», определяемая не путем непосредственных измерений на образцах грунтов, а по суммарному результату процессов за длительный срок, поскольку все эти свойства чрезвычайно изменчивы и зависят от многих факторов, например, влажности, растительного покрова, гранулометрического состава, характерного времени процессов и т. д. К тому же реальное поведение субстрата не подчиняется законам идеальных тел (вязкого или пластичного), что сильно усложняет создание таких моделей. В этих условиях определенным преимуществом обладают кинематические модели, в которых свойства субстрата, его реакция на действующие силы и сами эти силы не рассматриваются, т.е. не составляются динамические уравнения движения. Вместо этого задается непосредственно скорость денудации, например, скорость снижения поверхности склона и ее зависимость от морфологии последнего — высоты, уклона, кривизны. Это позволяет довольно легко проследить эволюцию различных форм рельефа при различных предположениях о виде указанной зависимости и действии внешних факторов, которые в совокупности и определяют морфологические особенности эволюционирующих форм.

**Возникновение и развитие серии педиментов —
предгорной лестницы — под действием последовательных
импульсов тектонических поднятий**

Для простоты ограничимся двумерной моделью склона, морфология которого по простиранию не меняется. Будем считать, что скорость перемещения поверхности склона в каждой точке зависит от его мор-

фологических характеристик: уклона и профильной кривизны в данной точке, а также от таких внешних факторов, как тектонические движения или накопление — снос материала. Влияние абсолютной высоты может возникать, вероятно, лишь на мегасклонах, когда начинает сказываться различие климатических условий в процессе выветривания пород, и здесь мы не будем принимать его во внимание.

Рассмотрим эти факторы по отдельности. Если $h(x, t)$ — высота склона, где x — ось координат, направленная поперек склона; t — время, то скорость перемещения поверхности склона есть dh/dt . Угол наклона склона равен $\arctg|\partial h/\partial x|$; знак модуля добавлен, поскольку направление падения склона неважно. Направленная вниз по склону сила, действующая на любую частицу, расположенную на склоне, пропорциональна синусу этого угла, поэтому составляющую скорости денудации склона, обусловленную его крутизной и направленную по нормали к поверхности, можно задать в виде $-A \sin(\arctg|\partial h/\partial x|)$. Скорость вертикального снижения склона получим, если разделить это выражение на косинус того же угла, что дает $-A|\partial h/\partial x|$. Здесь A — положительный коэффициент, а знак минус соответствует снижению склона при любом его направлении.

Кривизна склона в вертикальном сечении равна $\partial^2 h/\partial x^2 (1 + |\partial h/\partial x|^2)^{-3/2}$. Отрицательные значения кривизны соответствуют выпуклому склону, положительные — вогнутому. Естественно предположить, что за счет влияния кривизны на выпуклых участках будет происходить ускоренная денудация по сравнению с плоскими такой же крутизны, а на вогнутых — замедленная или аккумуляция, поэтому введение в уравнение соответствующего члена имеет смысл. С учетом соотношения между перемещениями поверхности склона по нормали и по вертикали он будет иметь вид $\partial^2 h/\partial x^2 [1 + (\partial h/\partial x)^2]^{-1}$.

Наконец, вклад внешних факторов (в качестве таковых мы будем рассматривать тектонические движения) описывается функцией $f(x, t)$, конкретный вид которой задается в соответствии с моделируемыми условиями.

При учете всех этих членов мы получим уравнение развития склона для двумерного случая в следующем виде:

$$\partial h/\partial t = -A|\partial h/\partial x| + B\partial^2 h/\partial x^2 [1 + (\partial h/\partial x)^2]^{-1} + f(x, t). \quad (1)$$

Подобные уравнения — диффузионного (или параболического) типа — неоднократно выводились ранее, в том числе и на основании учета действующих сил, а также баланса рыхлого материала на склоне [10, 11, 46, 48, 51, 57, 59]. Уравнения такого типа (параболические или теплопроводности) известны и применяются в геоморфологии давно, см.,

например, работы [23, 30, 31, 40, 47] и др. Из этих и других работ известно, что в данном уравнении первый член в правой части описывает (применительно к геоморфологии) снижение склона под действием процессов, характерных для аридного климата, таких, как плоскостной снос, дефляция, температурный крип (при условии, что рыхлый материал не накапливается вниз по склону); второй член описывает снижение склона с аккумуляцией на вогнутых участках под действием вязкого течения грунта, характерного для гумидного климата со значительным увлажнением почвогрунтов. Коэффициенты A и B определяют соответственно вклад этих процессов. Отметим, что отличие уравнения (1) от динамического, выведенного из анализа действующих сил и напряжений в толще субстрата, состоит в том, что в динамическом уравнении коэффициенты A и B определяются через параметры субстрата — вязкость, удельный вес, предел пластичности, прочность, различные модули и т. д. — в зависимости от того, какая модель принята для описания субстрата. В кинематическом уравнении эти коэффициенты задаются априорно, исходя из известных значений скорости снижения склонов, с учетом временного и пространственного масштабов задачи.

Для решения уравнения (1) необходимо задать начальные и граничные условия. В качестве начального профиля возьмем склон, подножие которого опирается на базис эрозии, а вершина выходит на плато. Пусть также на склоне существует терраса ограниченной ширины (рис. 1).

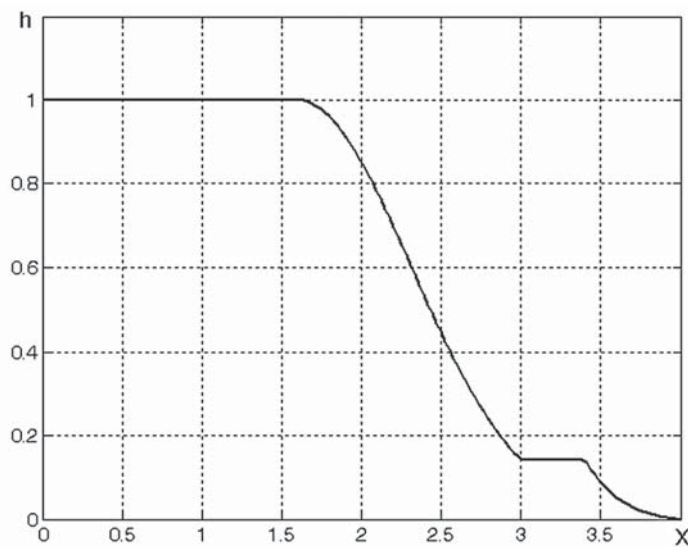


Рис. 1. Начальная форма склона

Функция, описывающая такой профиль, будет выглядеть следующим образом:

$$\begin{aligned} h(x,0) &= 1, \text{ при } 0 \leq x < 1,6, \\ h(x,0) &= \exp(-(x-1,6)^2), \text{ при } 1,6 < x < 3, \\ h(x,0) &= \exp(1,96), \text{ при } 3 < x < 3,4, \\ h(x,0) &= (4-x)/0,6 \exp(-(x-2)^2), \text{ при } 3,4 < x \leq 4. \end{aligned} \quad (2)$$

Наибольшая крутизна такого склона составляет 41° (на рис. 1 вертикальный масштаб увеличен).

Граничные условия. Интересно рассмотреть два варианта. Если допустить, что базис эрозии, на который опирается склон в точке $x = 4$ (правая граница), сохраняется на постоянном уровне, т.е. импульсы тектонических поднятий постоянно компенсируются, например, врезом реки, то в этой точке должно выполняться равенство $h = 0$. На левой границе можно задать равенство уклона нулю, то есть существование горизонтального участка либо на плато, либо на вершине хребта (такой профиль можно симметрично относительно оси h продолжить в область $x < 0$). Тогда граничные условия должны быть записаны следующим образом:

$$\begin{aligned} h'(0,t) &= 0, \\ h(4,t) &= 0. \end{aligned} \quad (3)$$

В другом варианте мы допускаем, что снижение базиса эрозии до первоначального уровня происходит не мгновенно, а с некоторым запаздыванием. Такое условие можно задать различными способами. Один из простейших — считать высоту базиса прямо пропорциональной градиенту склона (с обратным знаком, поскольку он в нашем случае отрицателен) в этой точке. На левой границе условие остается без изменений:

$$\begin{aligned} h'(0,t) &= 0, \\ h(4,t) &= -h'(4,t). \end{aligned} \quad (4)$$

Численные решения уравнения (1) с начальными условиями (2) и граничными условиями (3) или (4) были получены с помощью пакета прикладных математических программ.

Результаты моделирования

Обратимся вначале к простейшему случаю развития склона без участия тектонических движений ($f \equiv 0$), с исходной формой (2) и

граничными условиями (3), который наглядно демонстрирует влияние коэффициентов A и B на характер эволюции склона. Рассмотрим два варианта: а) преобладание снижения поверхности склона за счет его крутизны, когда вклад кривизны мал, и б) когда этот вклад значительно больше. Численные значения коэффициентов A и B в первом случае равны, соответственно, 0,072 и 0,001; во втором — 0,072 и 0,04.

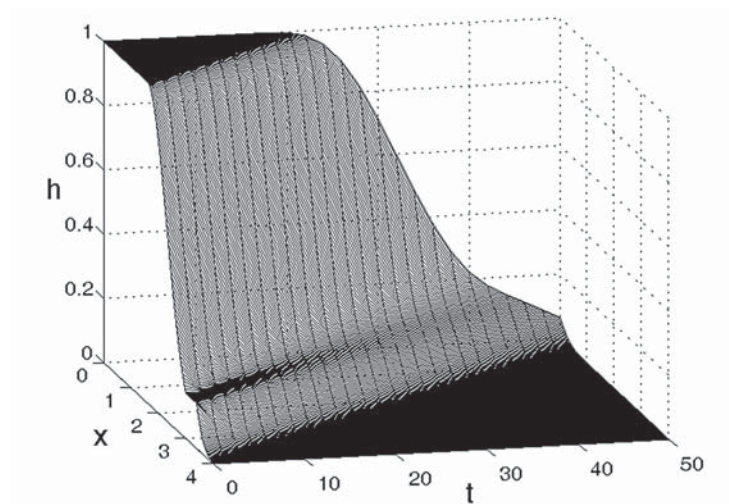
На рис. 2, а приведено решение данной задачи для первого случая. Узкая терраса, расположенная в нижней части склона, прослеживается вплоть до момента условного (модельного) времени $t = 20$, после чего на ее месте остается четкий перегиб, сохраняющийся длительное время. Верхнее плато постепенно срезается отступающим склоном; после исчезновения плато вершина склона представляет собой почти острый гребень. Хотя узкая горизонтальная площадка на гребне сохраняется (что соответствует условию $\partial h(0,t)/\partial x = 0$), в масштабе рисунка она не видна. У подножия вырабатывается плоская горизонтальная поверхность, ширина которой пропорциональна длительности процесса, t .

На рис. 2, б представлен второй вариант, в котором роль кривизны склона существенно увеличена. Легко видеть, что сохранность характеристических черт склона гораздо хуже. Терраса исчезает уже к моменту условного времени $t = 3$, сам склон приобретает отчетливо выпукло-вогнутый профиль. При этом верхнее плато разрушается быстрее за счет значительной кривизны (выпуклости) бровки, но в дальнейшем скорость снижения вершины, которая становится заметно более уплощенной, чем в первом случае, уменьшается, так как выполаживание склона приводит к уменьшению вклада первого члена (крутизны) в уравнении (1). За счет того же фактора и нижняя горизонтальная поверхность оказывается уже: вблизи склона она замещается широким вогнутым подножием.

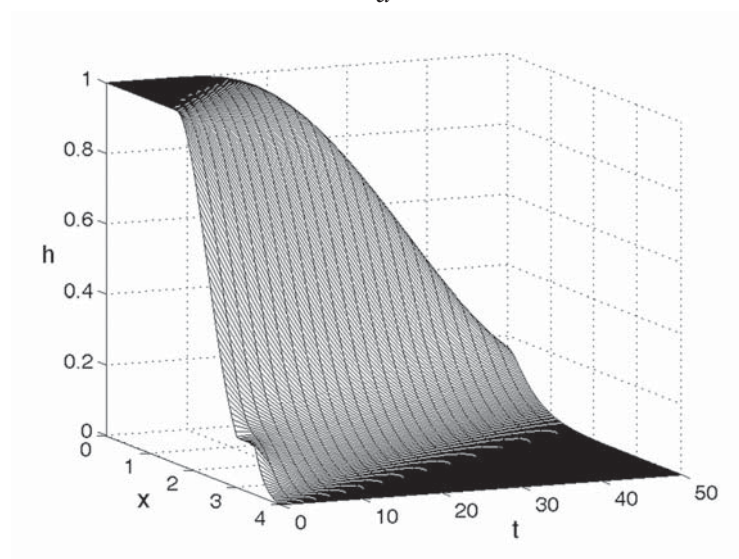
Рассмотрим теперь простую модель тектонического поднятия с кусочно-постоянной скоростью и граничными условиями (3). Начальная форма склона та же, коэффициенты A и B такие же, как для рис. 2, б. Скорость поднятия до момента условного времени $t = 70$ равна 4 ($\approx 0,1$ единицы высоты за 1 шаг по времени), после чего удваивается:

$$\begin{aligned} f &= 4, \text{ при } t < 70, \\ f &= 8, \text{ при } 70 < t < 150. \end{aligned}$$

Из рис. 3 видно, что некоторое время начальные особенности склона сохраняются, но постепенно они замещаются снизу прямолинейным склоном, крутизна которого тем больше, чем больше скорость поднятия.



a



б

Рис. 2. Отступление склона при отсутствии тектонических движений
Вклад профильной кривизны: a — мал (ступень и перегиб склона достаточно долго сохраняются, подгорная поверхность имеет четкий тыловой уступ, форма склона близка к прямолинейной); *б* — велик (происходит быстрое исчезновение начальной ступени, склон приобретает плавную выпукло-вогнутую форму)

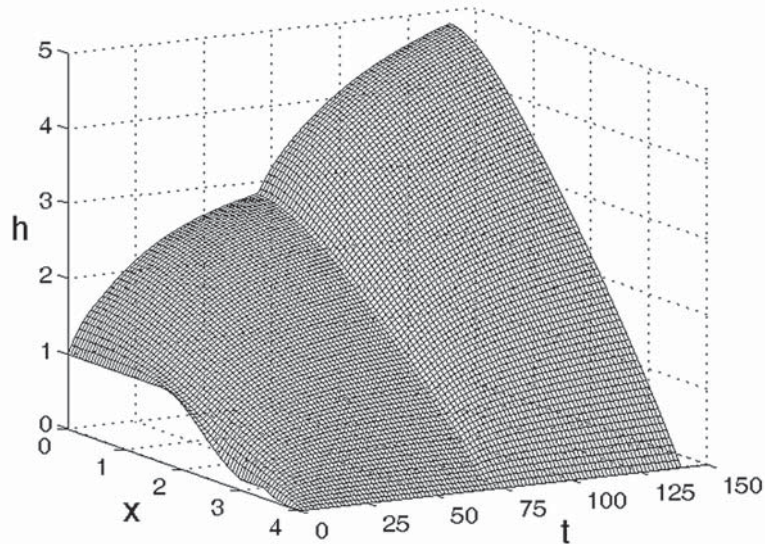


Рис. 3. Развитие склона при равномерном поднятии и значительной роли кривизны. С момента условного времени $t = 70$ скорость поднятия удваивается. Формируется прямолинейный склон с выпуклой вершиной; по [22] — квазистационарная форма динамического равновесия

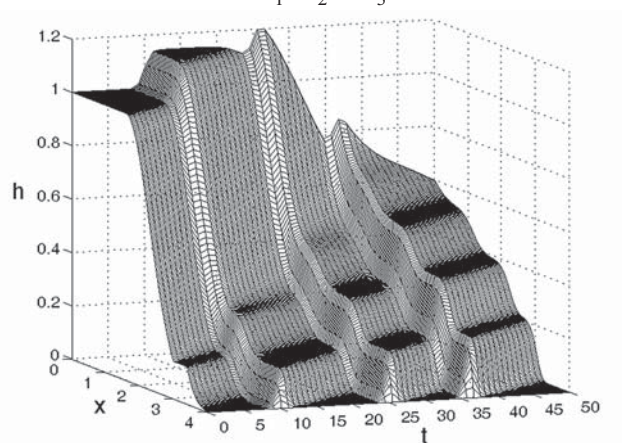
В дальнейшем поднятие уравнивается снижением склона и высота его не меняется. Если скорость увеличивается, то равновесие достигается при большем уклоне и большей высоте склона. Такая ситуация описана А.В. Поздняковым, который, анализируя развитие склонов при равномерном снижении базиса денудации (что в определенном смысле эквивалентно тектоническому поднятию), отнес их к формам динамического равновесия [21].

Отметим, что увеличение коэффициента B в уравнении (1), т.е. возрастание роли склоновых процессов гумидного климата, ведет к увеличению сглаженности вершины и развитию выпуклого склона. Напротив, увеличение коэффициента A , т.е. роли аридного морфогенеза, приводит к возникновению более острого гребня и прямолинейного склона.

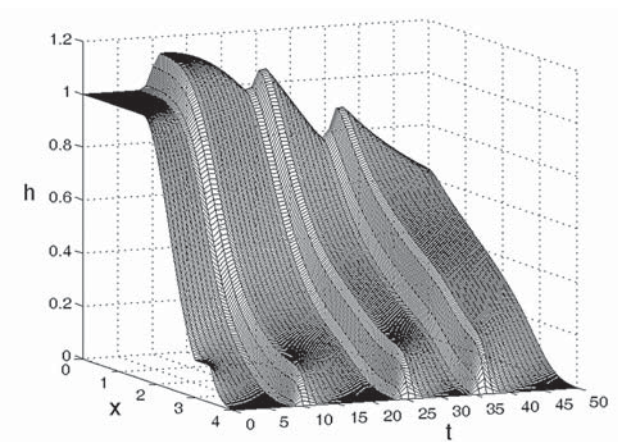
Обратимся теперь к более сложному случаю последовательности кратковременных тектонических поднятий. Функцию f зададим следующим образом:

$$f = C_1 \exp(-(t - 10)^2) + C_2 \exp(-(t - 25)^2) + C_3 \exp(-(t - 36)^2). \quad (5)$$

Такая функция показывает, что в моменты времени, соответствующие 10, 25 и 36 условным единицам (эти цифры заданы произвольно), происходят кратковременные поднятия всего рассматриваемого профиля со скоростью соответственно C_1 , C_2 и C_3 .



a



б

Рис. 4. Формирование ступенчатого склона в результате серии импульсных поднятий (в моменты условного времени $t = 10, 25$ и 35) при постоянном положении базиса

Вклад профильной кривизны: *a* — мал (образуются четкие субгоризонтальные ступени с постепенно увеличивающимся наклоном); *б* — велик (возникающие ступени быстро разглаживаются)

Рассмотрим вначале развитие склона при условии, что базис эрозии остается на одном и том же уровне — граничные условия (3). Начальная форма склона та же, $A = 0,072$, $B = 0,001$.

Решение для данного случая приведено на рис. 4, а. В течение промежутка времени до первого импульса поднятия у подножия склона вырабатывается плоская поверхность, ширина которой пропорциональна этому временному интервалу. После тектонического импульса, произошедшего в момент условного времени $t = 10$, эта поверхность оказывается поднятой и продолжает свое развитие, продвигаясь «в глубь» склона. То же происходит и в моменты последующих тектонических импульсов. Тыловой уступ и бровка этой ступени постепенно «скругляются» за счет фактора кривизны, но тем не менее до конца рассматриваемого временного интервала, по прошествии 50 единиц условного времени, эта ступень еще вполне четко выражена. В интервалах тектонического покоя (в промежутках между импульсами) у подножия склона формируются новые горизонтальные уровни. Ширина их пропорциональна продолжительности интервала (ступень, сформировавшаяся в интервал условного времени $t = 0 \div 10$, имеет избыточную ширину за счет участка слабонаклонной поверхности, существовавшей у подножия в момент условного времени $t = 0$). Узкая горизонтальная площадка начального профиля после второго тектонического импульса почти полностью исчезает.

Пространственные и временные единицы в этом решении условны, но если положить, что единица времени соответствует 10 тыс. лет, а единица расстояния — 100 м, то принятое значение коэффициента A (0,072) будет соответствовать снижению склона в наиболее крутой его части со скоростью $\sim 0,45$ мм/год — величина, лежащая в пределах существующих оценок реального процесса [16]. Тогда, как видно из рис. 4, формирование ступени шириной 100 м потребует ~ 150 тыс. лет.

На рис. 4, б показан второй вариант, в котором вклад кривизны склона в скорость его денудации существенно повышен ($B = 0,04$). Легко заметить, что спрямление ступеней происходит гораздо быстрее и время их существования меньше. Во время формирования очередной ступени ширина горизонтальной поверхности за счет аккумуляции у тылового уступа оказывается меньшей, чем в первом случае, а после ее поднятия она быстрее сужается за счет ускоренной денудации выпуклой бровки. Так, изначально существовавшая на исходном склоне ступень практически не прослеживается уже к моменту условного времени $t = 10$. Почти так же быстро разглаживается и широкая ступень, образовавшаяся к моменту условного времени $t = 15$. Однако, слившись вместе, несколько этих ступеней образуют единую поверхность с наклоном меньшим, чем

у верхней части склона, причем следы отдельных пульсаций сохраняются в ней только непродолжительное время после самих поднятий.

С другой стороны, сохранность ступеней зависит и от их ширины: чем больше ширина, тем дольше ступень прослеживается в профиле склона. Поэтому ступени, сформировавшиеся во время коротких интервалов тектонического покоя, могут быть полностью уничтожены, не оставив никаких следов, в то время как более широкие поверхности, соответствующие длительным интервалам, будут еще хранить память об этих тектонических эпизодах.

Проследим теперь, каково будет развитие склона, если смягчить требование постоянства базиса эрозии. Это требование кажется вполне оправданным, когда мы рассматриваем, например, морские террасы. Но если базисом служит река, то глубинный врез, компенсирующий поднятие, может происходить с запаздыванием: ложе реки поднимается вместе с окружающей территорией, а в дальнейшем врезается до прежнего (или близкого к нему) уровня с постепенно замедляющейся скоростью. Решение уравнения (1) с граничными условиями (4), соответствующими этому случаю, представлено на рис. 5. Начальная форма склона и коэффициенты A и B такие же, как на рис. 4, a .

Вертикальные перемещения базиса эрозии видны на нижнем крае рисунка, вдоль линии $x = 4$. (Поскольку врез начинается сразу же, как только возникает импульс поднятия, то максимальная высота базиса

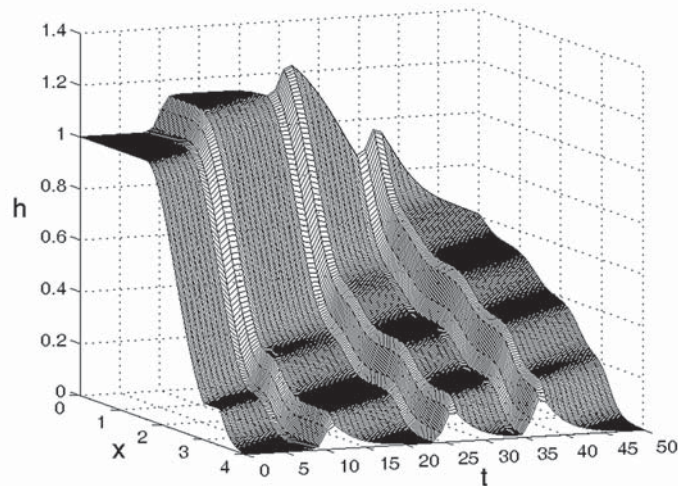


Рис. 5. Формирование ступенчатого склона в результате серии импульсных поднятий (в моменты условного времени $t = 10, 25$ и 35). Уровень базиса эрозии непостоянен

всегда оказывается несколько меньше амплитуды поднятия.) Эволюция ступени, возникшей в интервал условного времени 0–10, естественно, не меняется, но последующие ступени оказываются несколько уже и обладают большим наклоном, чем в предыдущем случае. Это хорошо видно при сравнении последних профилей рисунков ($t = 50$). Если интервал тектонического покоя невелик, то базис может не опуститься до прежнего уровня (как после второго импульса) и соответствующая ступень сокращается особенно сильно.

Надо отметить, что близкий результат возникает и при постоянном положении базиса денудации, но при более «размазанных» во времени импульсах поднятия. Если допустить, что скорость тектонических движений меняется плавно во времени, например, по синусоиде с минимальным значением, равным нулю, то функцию тектонических движений (5) можно задать в следующем виде:

$$f = C [\sin(0,12t - 0,5)\pi + 1]. \quad (6)$$

Интервалы между моментами тектонического покоя и амплитуды поднятий (определяемые константой C) для простоты приняты здесь постоянными. На рис. 6 изображена серия ступеней, возникающих в этом случае. Они вырабатываются на уровне базиса эрозии в те периоды

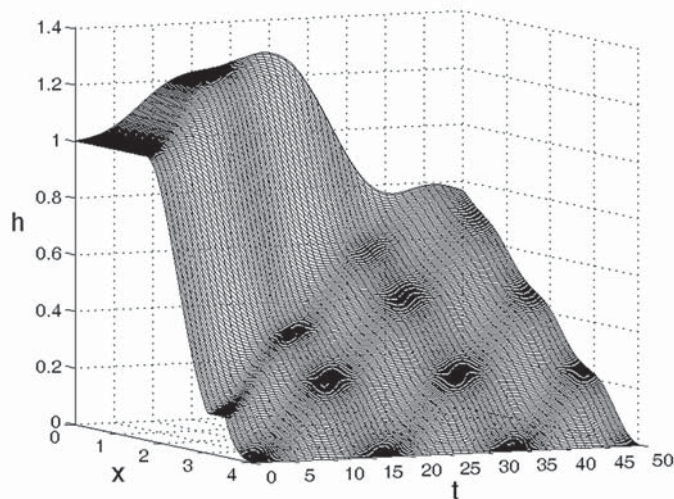


Рис. 6. Формирование ступенчатого склона в результате серии импульсных поднятий (в моменты условного времени $t = 10, 25$ и 35). Скорость поднятия меняется во времени синусоидально

времени, когда скорость поднятия не сильно отличается от нуля. Сами ступени оказываются заметно более узкими и наклонными, чем при «импульсных» поднятиях. Если скорость поднятия в периоды минимумов падает не до нуля, а остается положительной, то этот наклон будет еще сильнее (тем больше, чем больше минимальная скорость), и такой склон следует рассматривать уже не как ступенчатый, а как наклонный, с волнообразным профилем. **Таким образом, для образования ступенчатого склона тектоническое поднятие не обязательно должно выражаться в виде серии импульсов, разделенных интервалами покоя.** Скорость поднятия может меняться постоянно, но в какие-то интервалы времени она должна не сильно отличаться от нуля. Если периодически меняющаяся скорость не достигает нуля, то образуется склон волнообразного профиля.

Заключение

Рассмотренная модель, конечно, не является универсальной, поскольку многие важные факторы эволюции склонов (как, например, свойства субстрата, особенности подготовки пород, скорость выветривания коренного материала) в ней не учтены. Но даже в таком схематическом виде она подчеркивает весьма важное и довольно общее свойство рельефа: **сохранность характеристических черт склона зависит от соотношения процессов, обеспечивающих снижение поверхности, пропорциональное уклону или кривизне, т.е., в сущности, пропорциональное первой или второй производной профиля склона.** Процессы первого типа, как уже отмечалось, свойственны ариднему и семиаридному морфогенезу. Главным образом это линейная и плоскостная эрозия слабо защищенного склона [2, 16, 17, 28, 35]. Процессы второго типа — вязкопластические деформации — развиваются в увлажненных грунтах и свойственны морфогенезу гумидных зон. Таким образом, данная модель наглядно демонстрирует, что **предгорные лестницы могут возникать лишь благодаря развитию склоновых процессов первого типа и при отсутствии заметного вклада в формирование склона процессов второго типа.** Чем меньше этот вклад, тем дольше сохраняются на склоне (пока он вообще существует) геоморфологические уровни — свидетели древних фаз врезания. Говоря иначе, **«память» рельефа зависит от соотношения коэффициентов A и B в уравнении (1).**

Ширина и выраженность ступеней на склоне зависят от продолжительности поднятий и интервалов между ними, от соотношений между скоростями поднятия, снижения базиса эрозии и отступления склонов.

Террасированный склон может сформироваться и при отсутствии полного тектонического покоя между фазами поднятий, а также при смягченных требованиях к постоянству базиса эрозии. Понятно, что в различных условиях совершенно одинаковая серия импульсов тектонических поднятий может привести к сильно различающимся результатам даже при параллельном отступании склонов, что является своеобразной «дивергенцией» следствий. С другой стороны, мы видели, что если в развитии склонов значительную роль играют процессы вязкой деформации, то следы тектонических импульсов быстро исчезают и происходит то, что можно назвать «конвергенцией» форм.

Данная модель демонстрирует еще одну важную особенность развития педиментов. На рис. 3–6 отчетливо видно, что, формируясь вначале как горизонтальные поверхности, эти уровни постепенно становятся наклонными, и чем выше и древнее поверхность, тем больше ее наклон. Поэтому «увеличение угла наклона денудационных ступеней одной и той же возвышенности от наиболее молодых и низких ступеней к более высоким и старым» [35, с. 325] хотя и может быть следствием сводового характера поднятия, как указано в цитируемой работе, но будет происходить и при чисто блоковом поднятии за счет действия фактора кривизны профиля, если этот фактор хоть в какой-то мере присутствует.

В рассмотренной модели главным внешним фактором, действующим на систему склон — базис, являлись тектонические поднятия. Понятно, что аналогичный результат будет получен, если поднятие склона заменить периодическим снижением базиса эрозии. Однако в реальности такой процесс происходит, как правило, в результате существенных изменений климата, которые, в свою очередь, будут менять условия на склоне (скорость и характер снижения). Кроме того, ступенчатость склонов или их перегибы могут порождаться литологической неоднородностью субстрата [26]. Все эти особенности в данной модели не учитываются и должны быть предметом отдельного рассмотрения, не входящего в задачу настоящей работы.

2. Трехмерная кинематическая модель эволюции склонов

Ранее мы рассмотрели двумерную кинематическую модель развития склона, в которой учитывались крутизна склона и его профильная кривизна — выпуклость-вогнутость [4, 5]. В настоящем разделе мы рассматриваем более общий трехмерный случай, когда помимо профиля склона учитываются также и его плановые очертания. Переход к трехмерной задаче позволяет: 1) моделировать развитие не только линейных, т. е. не меняющихся по простиранию склонов, но и трехмерных форм произ-

вольной конфигурации; 2) оценить роль плановой кривизны в развитии форм и выяснить условия, при которых она заметна; 3) получить наглядную пространственную картину эволюции рельефа для различных условий снижения склона и различного режима тектонических движений.

Описание модели

В двумерном случае высота склона h рассматривается как функция одной пространственной переменной x и времени t . При этом предполагалось, что денудация происходит по нормали к поверхности склона со скоростью пропорциональной синусу угла наклона склона, т. е. силе, действующей на частицы на поверхности и направленной вниз по склону.

В трехмерном варианте высота склона h в каждый момент времени рассматривается как функция двух пространственных переменных x и y . В этом случае в данной точке форма склона кроме градиента и вертикальной кривизны, т. е. кривизны профиля склона, определяется еще одной морфологической характеристикой — горизонтальной кривизной или кривизной линий уровня. Ее величина показывает, принадлежит ли данный участок склона ложбине (кривизна отрицательна) или «структурному носу» (кривизна положительна), т. е. сходятся или расходятся линии тока на его поверхности. Понятно, что эта важная характеристика также должна учитываться в модели. Тогда при сделанных ранее предположениях относительно денудации склона уравнение для скорости снижения склона будет выглядеть следующим образом:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -A|\text{grad}h| + BK_{\text{вер}}\sqrt{1+|\text{grad}h|^2} - CK_{\text{гор}}\sqrt{1+|\text{grad}h|^2} + f(x, y, t), \quad (6)$$

Здесь $\partial h/\partial t$ — скорость перемещения поверхности склона (снижению соответствуют отрицательные значения); $|\text{grad}h|$ — абсолютная величина градиента, $K_{\text{вер}}$ и $K_{\text{гор}}$ — вертикальная и горизонтальная кривизны; $f(x, y, t)$ — скорость тектонических движений. Будем считать коэффициенты A , B и C положительными. Тогда перед первым членом в правой части должен быть знак «-», что соответствует снижению склона при наличии уклона, вне зависимости от направления градиента. Мы также допускаем, что за счет влияния вертикальной кривизны на выпуклых участках будет происходить ускоренная денудация по сравнению с плоскими такой же крутизны, а на вогнутых — замедленная или аккумуляция. Поскольку отрицательные значения вертикальной кривизны соответствуют выпуклому склону, а положительные — вогнутому, то при втором члене в правой части уравнения (6) стоит знак «+». Знак при третьем члене (с коэффициентом C) зависит от наших предположений

относительно влияния плановой кривизны на денудацию склона. Если не рассматривать линейную эрозию, то можно предположить, что в ложбинах за счет конвергенции рыхлого материала происходит аккумуляция (см., например, [50]), а на «структурных носках», наоборот, происходит ускоренный снос материала и дополнительное снижение поверхности. Тогда, поскольку в ложбинах плановая кривизна отрицательна, а на гребнях положительна, перед третьим членом должен стоять знак «-». Однако если допустить значительную концентрацию стока в ложбинах и наличие линейной эрозии, то по тальвегам будет происходить дополнительное снижение поверхности и этот знак должен быть положительным, но при этом на гребнях возникает «аккумуляция», что совершенно неестественно. Очевидно, в таком случае мы имеем более сложную зависимость третьего члена от морфологии склона, конкретный вид которой пока предложить затруднительно. Кроме того, для описания эрозионных процессов уравнения (6) уже недостаточно. Поэтому мы ограничимся рассмотрением такого случая, когда при коэффициенте C стоит знак «-», которому могут соответствовать не слишком протяженные склоны с отсутствием линейной эрозии в тальвегах ложбин.

Величины градиента и кривизны вычисляются по следующим формулам:

$$|\text{grad}h| = \sqrt{h_x^2 + h_y^2}, \quad (7)$$

$$K_{\text{вер}} = (h_x^2 h_{xx} + h_y^2 h_{yy} + 2h_{xy} h_x h_y) / (h_x^2 + h_y^2)(1 + h_x^2 + h_y^2)^{3/2}, \quad (8)$$

$$K_{\text{гор}} = (-h_{xx} h_y^2 - h_{yy} h_x^2 + 2h_{xy} h_x h_y) / (h_x^2 + h_y^2)^{3/2}. \quad (9)$$

Здесь и далее нижними индексами x, xx, y, yy, xy для краткости записи обозначены первые и вторые частные производные по соответствующим переменным.

Формула (7) вытекает из определения градиента функции $h(x,y)$ как вектора, имеющего проекции на оси x и y , равные соответственно h_x и h_y , [3].

Вертикальная кривизна поверхности склона есть кривизна линии, образованной пересечением этой поверхности с вертикальной плоскостью, проходящей в направлении наибольшего падения, т. е. в направлении градиента. Кривизна такой плоской линии определяется уравнением

$$K = \frac{h_{ll}}{(1 + h_l^2)^{3/2}},$$

где l – в данном случае горизонтальная координата в направлении градиента. Первая производная по этой координате вычисляется, как из-

вестно, следующим образом: $h_l = h_x \cos \varphi + h_y \cos(90^\circ - \varphi)$, где φ — угол между направлением l и осью x , определяемый из условия $\operatorname{tg} \varphi = h_y / h_x$.

Тригонометрические зависимости дают: $\cos \varphi = h_x / \sqrt{h_x^2 + h_y^2}$, $\cos(90^\circ - \varphi) = h_y / \sqrt{h_x^2 + h_y^2}$. Подставляя эти значения в выражение для h_l , взяв аналогичным образом вторую производную h_{ll} и подставляя значения производных в формулу для кривизны плоской линии, получим формулу (8).

Выражение для горизонтальной кривизны, т. е. кривизны линии уровня, может быть выведено следующим образом. Пусть линия уровня задана в виде $h(x,y) = \text{const}$. Эта сложная функция задает y как неявную функцию от x , имеющую производную y_x . Полная производная функции h по x должна быть равна нулю (как постоянной), следовательно, по правилам дифференцирования сложных функций имеем $h_x + h_y y_x = 0$, откуда $y_x = -h_x / h_y$. Дифференцируя это равенство по x (по тем же правилам), получаем выражение для второй производной y_{xx} и, подставляя y_x и y_{xx} в формулу для кривизны плоской линии

$$K = \frac{y_{xx}}{(1 + y_x^2)^{3/2}},$$

приходим к выражению (9) (см., например, [27]). В явном виде эта формула (9) приводится также в работе [25].

Отметим, что иногда горизонтальной кривизной называют кривизну так называемого второго нормального сечения, т. е. кривизну линии, образованной пересечением земной поверхности и плоскости, проходящей через вектор нормали к поверхности в данной точке и перпендикулярной линии тока [49]. На склонах, близких к вертикальным, эта кривизна мало отличается от кривизны линий уровня, но на слабонаклонных поверхностях отличия весьма существенны, поскольку упомянутая плоскость имеет очень крутое падение, и считать соответствующую кривизну «горизонтальной» нам представляется неудачным.

В качестве начальных условий задавались цифровые модели «исходных» форм рельефа той или иной конфигурации с одинаковым шагом по осям x и y . На границах исходной формы задавались условия в соответствии с условиями задачи. Так, постоянство уровня (базиса эрозии) на какой-то границе задается постоянством на ней значений h , равенство нулю первой производной по нормали к границе соответствует гребню или тальвегу, проходящим по границе, т. е. отсутствию потока вещества через нее, и т. д. В данной работе мы ограничимся рассмотрением варианта без участия тектонических движений: $f(x,y,t) = 0$.

Численное решение уравнений (6–9) проводилось методом сеток [42] с пространственным шагом, равным шагу задания исходной формы. Для повышения устойчивости результатов в программу вычислений были включены процедуры осреднения расчетных параметров удаления, возможно возникающих в процессе счета локальных минимумов поверхности (которых не должно быть по смыслу задачи, так как мы не рассматриваем образование карстово-суффозионных воронок или котловин выдувания) и ограничения абсолютной величины горизонтальной кривизны, которая в некоторых особых точках стремится к бесконечности.

Результаты моделирования

Допустим, что исходная форма возникла тем или иным образом, в результате тектонических деформаций или во взаимодействии тектоники с экзогенными процессами, а в дальнейшем ее развитии тектоника не участвует. Рассмотрим эволюцию нескольких таких форм в зависимости от соотношения коэффициентов A , B и C в уравнении (6), соответственно при градиенте, вертикальной кривизне и горизонтальной кривизне. В первом разделе было показано, что снижение склона под действием процессов, характерных для аридного климата, таких, как плоскостной снос, дефляция, температурный крип, описывается первым членом в уравнении (1); второй член описывает снижение склона с аккумуляцией на вогнутых участках под действием вязкого течения грунта, характерного для гумидного климата со значительным увлажнением почвогрунтов. При рассмотрении трехмерного случая коэффициенты A и B в уравнении (6) определяют точно так же вклад этих процессов.

Развитие изолированной положительной формы. Пусть исходная форма представляет собой пологий холм с выпуклыми склонами и четырехгранным основанием (рис. 7, а), границы которого сохраняют неизменной свою высоту на уровне базиса эрозии ($h = 0$). Преобладание процессов денудации, свойственных аридному и семиаридному климатам, соответствует малому вкладу вертикальной кривизны склона по сравнению с градиентом, т. е. условию $B \ll A$. Допустим вначале, что вклад горизонтальной кривизны отсутствует. В таком случае развитие исходной формы будет происходить по варианту, изображенному на рис. 7, б и в. Как и ожидалось, параллельное отступление склонов приводит к постепенному сокращению центральной слабонаклонной части холма, а у подножия формируется горизонтальная ступень, отделенная четким перегибом от склона. Этот результат следует и из рассмотрения двумер-

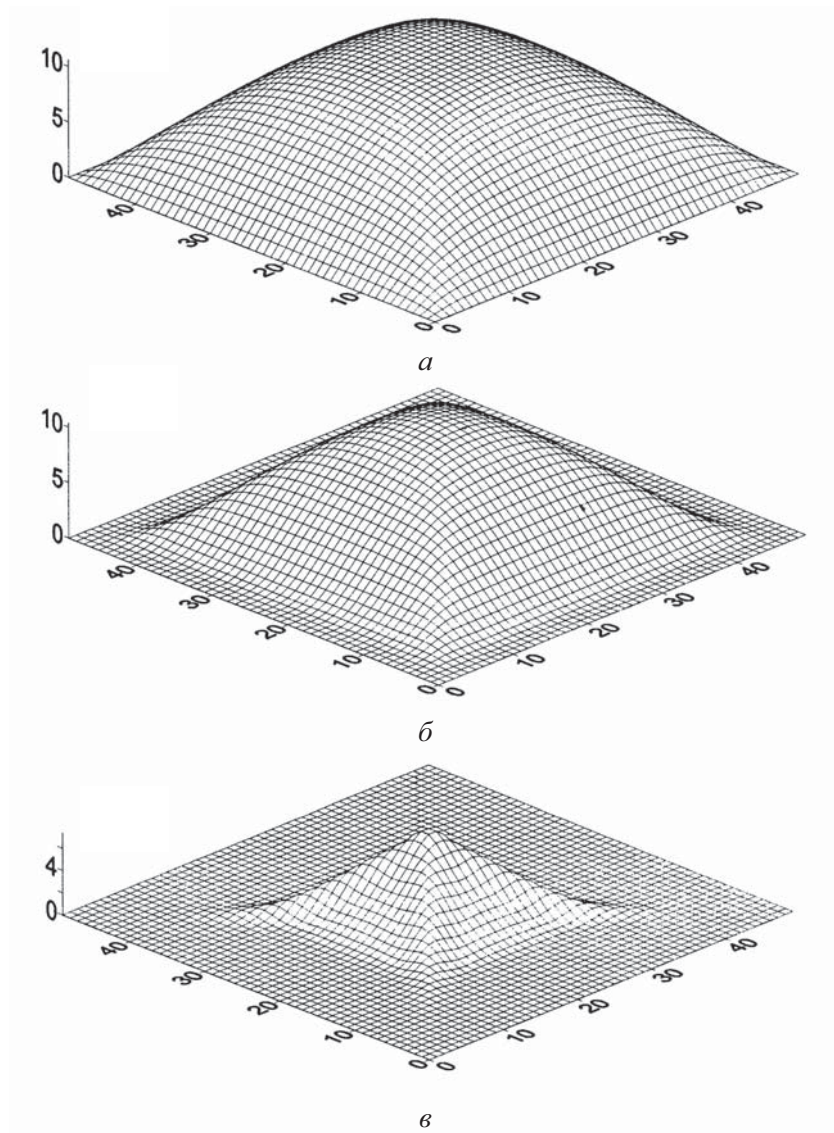


Рис. 7. Эволюция изолированной формы в результате параллельного отступления склонов при незначительном влиянии вязкого течения и отсутствии фактора горизонтальной кривизны: *a* — исходная форма; моменты условного времени: *б* — $t = 50$; *в* — $t = 150$. Коэффициенты в уравнении (3): $A = 0,1$; $B = 0,005$, $C = 0$; условие на границах $h = 0$

ной модели, но в данном трехмерном случае возникает еще один эффект, не описываемый двумерной задачей. Поскольку уклон исходного холма в диагональных сечениях меньше, чем уклон боковых граней, то снижение его «ребер» происходит медленнее, чем граней; в результате «ребра» оказываются выступающими, что хорошо видно на рис. 7, в. Очевидно, что в действительности подобная морфология перегибов в простирании склонов если и существует, то является редким исключением, и это заставляет предполагать действие дополнительного механизма, сглаживающего такие выступы.

По-видимому, предполагаемая нами усиленная денудация на выпуклых в плане перегибах (см. выше), возникающая за счет более интенсивной дефляции, более сильных температурных контрастов и выветривания или за счет преимущественно дивергентного движения рыхлого материала, и является таким механизмом.

Введем в действие третий член уравнения — горизонтальную кривизну, задав $C = 0,05$ (значения коэффициентов A и B — те же). На рис. 8, а показан результат снижения исходной формы в тот же момент времени, что и на рис. 7, в. Видно, что эффект выступающих «ребер» полностью исчез. Кроме того, наблюдается и более быстрое снижение вершины холма, как области, где кривизна горизонталей возрастает.

Увеличивая влияние горизонтальной кривизны, т. е. величину коэффициента C , мы получим результаты, изображенные на рис. 8, б и в, соответствующие моментам времени на рис. 7, б и в. Здесь действие этого фактора приводит не просто к сглаживанию «ребер» склона, но к значительному плановому округлению всей формы, уплощению вершины холма и дополнительному снижению его высоты. Естественно, что такой сильный эффект плановая кривизна может иметь, только если она достаточно велика, что имеет место на крутых переломах простирания склона или на положительных формах малого радиуса, т.е. там, где радиус кривизны горизонталей мал. Возможно, этот процесс вносит некоторый вклад, например, в гольцовую планацию благодаря более активному проявлению процессов нивации и морозного выветривания на таких элементах рельефа (см., например, [1, 42]).

На рис. 9 показан участок расчлененного рельефа Анадырского плоскогорья, расположенный в 30 км к западу от оз. Эльгыгытгын. Здесь, в области умеренных новейших поднятий (400–800 м) [15], сформированы денудационно-тектонические складчато-глыбовые горст-антиклинальные хребты [18]. В условиях холодного климата криогенно-нивальные процессы достигают большой интенсивности. На рисунке хорошо видно, что формы с выположенными вершинами имеют заметно скругленные в плане подножия (и это свойственно не только данному конкретному району).

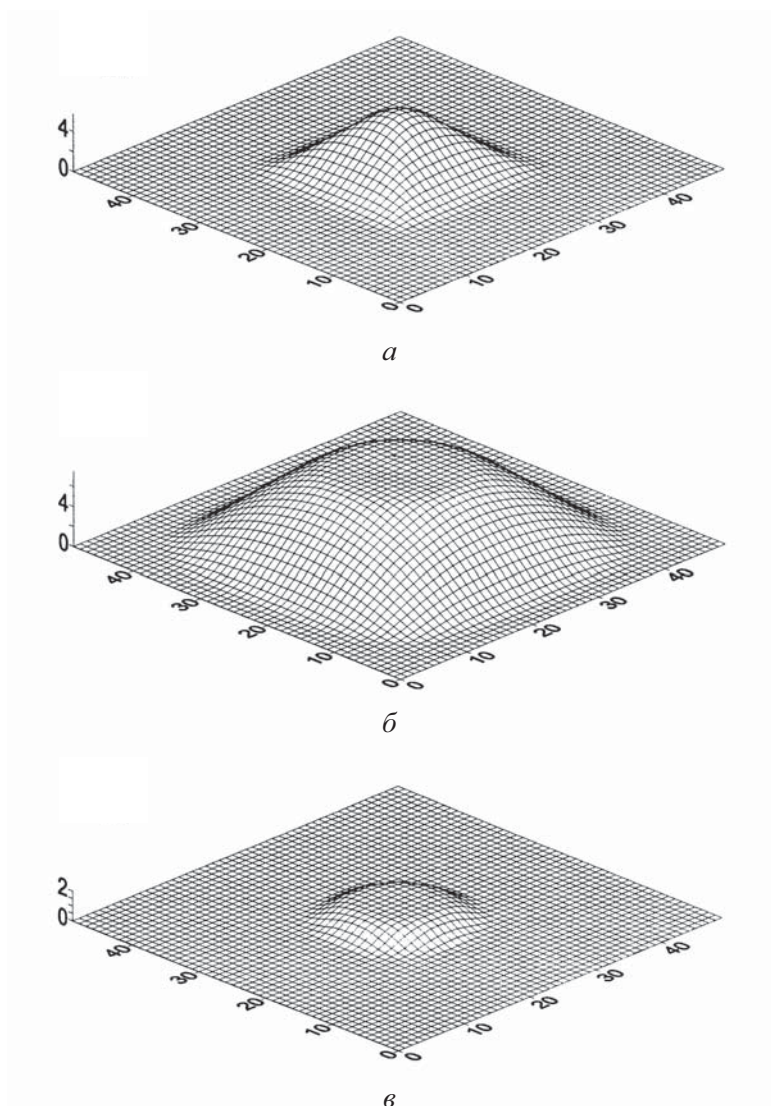


Рис. 8. Эволюция изолированной формы в результате параллельного отступления склонов при незначительном влиянии вязкого течения и при действии фактора горизонтальной кривизны
Исходная форма та же, что на рис. 7. Моменты условного времени: *a* — $t = 150$ (коэффициенты $A = 0,1$, $B = 0,005$, $C = 0,05$); *б* — $t = 50$; *в* — $t = 150$ (коэффициенты $A = 0,1$, $B = 0,005$, $C = 0,25$); условие на границах $h = 0$

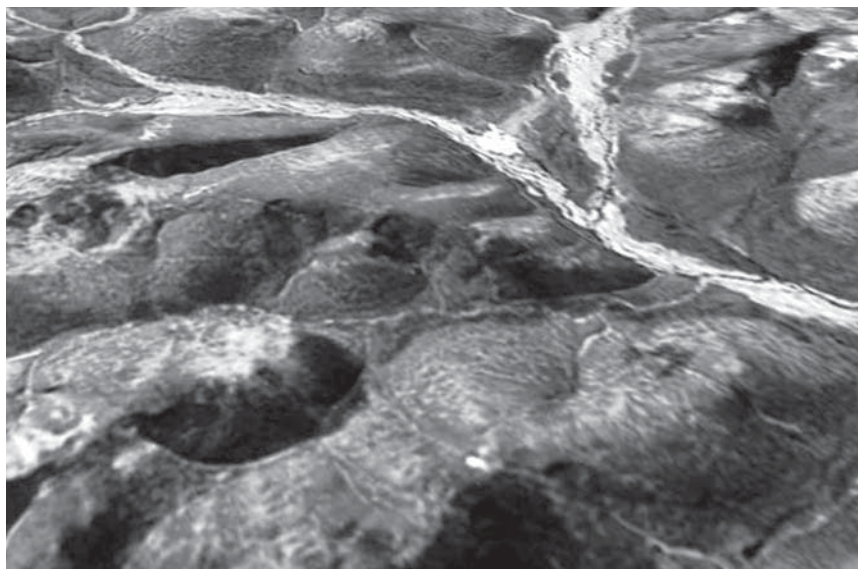


Рис. 9. Округлые в плане и уплощенные холмы Анадырского плоскогорья. Расстояние по нижней рамке рисунка — 3,5 км

Сочетание этих двух морфологических признаков есть следствие, как мы видели, влияния плановой кривизны на снижение поверхности склонов, что подтверждает предположение о заметном вкладе данного фактора в моделировку изображенных на рис. 9 форм.

Рассмотрим, наконец, развитие той же исходной формы при значительном участии процессов вязкого течения на склоне, т. е. при достаточно большом коэффициенте B . Пусть $A = 0,1$, $B = 1$, а C для наглядности вначале равно 0. Исходная поверхность за те же отрезки времени преобразуется так, как показано на рис. 10, *а* и *в*.

Профиль холма приобретает пологую выпукло-вогнутую форму в профиле (рис. 10, *б*), но в плане его грани отчетливо сохраняются, поскольку влияние горизонтальной кривизны отсутствует. Если теперь добавить это влияние, положив, как в предыдущем случае, $C = 0,25$, то сглаживание очертаний исходной формы происходит не только в профиле, но и в плане, и за 50 условных единиц времени она приобретает вид, изображенный на рис. 11, *а*.

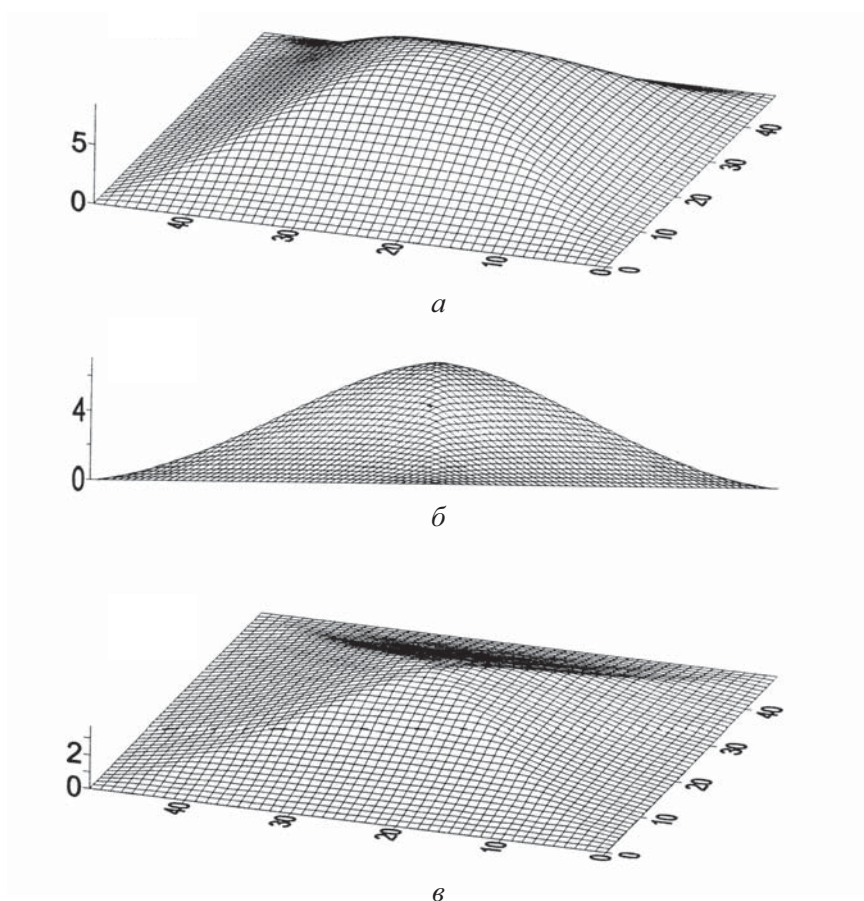


Рис. 10. Эволюция изолированной формы в результате преобладания вязкого течения на склонах при отсутствии фактора горизонтальной кривизны. Исходная форма та же, что на рис. 7. Моменты условного времени: $a - t = 50$, $в - t = 150$; $б$ — разрез формы А по диагонали. Коэффициенты $A = 0,1$, $B = 1$, $C = 0$; условие на границах $h = 0$

Боковые грани сглажены, высота несколько меньше, чем на рис. 4, a . Поскольку при участии всех трех членов уравнения (6) снижение поверхности происходит достаточно быстро, то в момент условного времени $t = 150$ высота конечной формы настолько мала, что в том же масштабе изображения почти не видна, поэтому на рис. 11, $б$ показан момент условного времени $t = 100$. Это очень пологая, изме-

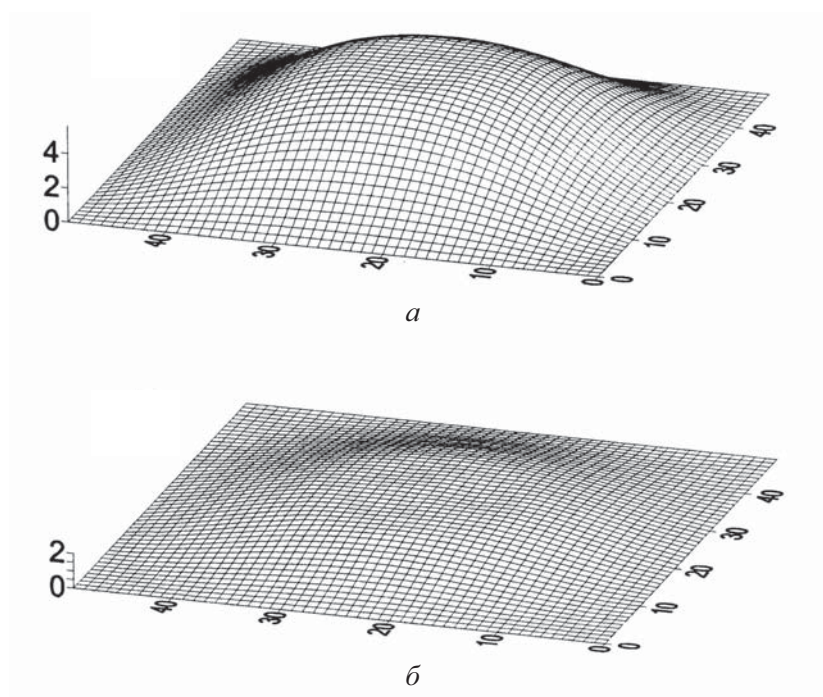


Рис. 11. Эволюция изолированной формы в результате преобладания вязкого течения на склонах при действии фактора горизонтальной кривизны
Исходная форма та же, что на рис. 7. Моменты условного времени: $a - t = 50$, $б - t = 150$. Коэффициенты $A = 0,1$, $B = 1$, $C = 0,25$; условие на границах $h = 0$

тричная в плане форма с уплощенной вершиной. По углам, где изогипсы имеют наибольшую кривизну, за счет действия этого фактора выработаны небольшие субгоризонтальные участки.

В разделе 1 было показано, что снижение склона, происходящее благодаря вязкому течению грунта и описываемое вторым членом в уравнении (1), приводит к утере характерных черт профиля склона, к сглаживанию ступеней и формированию выпукло-вогнутого профиля [5]. Результаты, представленные на рис. 10 и 11, показывают, что аналогичную роль в отношении плановых особенностей положительных форм играет третий член в уравнении (6), связанный с горизонтальной кривизной поверхности. Хотя мы и не приводим соответствующих рисунков, совершенно ясно, что благодаря этому фактору должно происходить сглаживание не только выпуклых переломов склона, но и

вогнутых, т.е. заполнение ложбин. Однако роль подобной «изометризации», очевидно, весьма ограничена и проявляется лишь на резких перегибах простираения, на формах с малым радиусом кривизны или в каких-то специфических условиях. Об этом свидетельствует сравнительная редкость форм подобных тем, что изображены на рис. 8, б и в, и тот факт, что горизонтальная кривизна быстро убывает с увеличением радиуса изогипс. Возможно также, что зависимость скорости снижения поверхности от горизонтальной кривизны носит более сложный характер, чем простая пропорциональность, принятая в уравнении (2). Наконец, напомним, что такое важное обстоятельство, как концентрация стока в ложбинах и возникновение линейной эрозии, не сглаживающей, а, напротив, углубляющей ложбины, в данной модели не учитывается.

Педиментация в грядовом рельефе. Рассмотрим эволюцию другой, более сложной пространственной формы, описываемую данной моделью. Пусть волнообразно деформированная поверхность имеет общий наклон по простираению изгибов и на уровне $h = 0$ опирается на продольный базис эрозии, как это изображено на рис. 12, а.

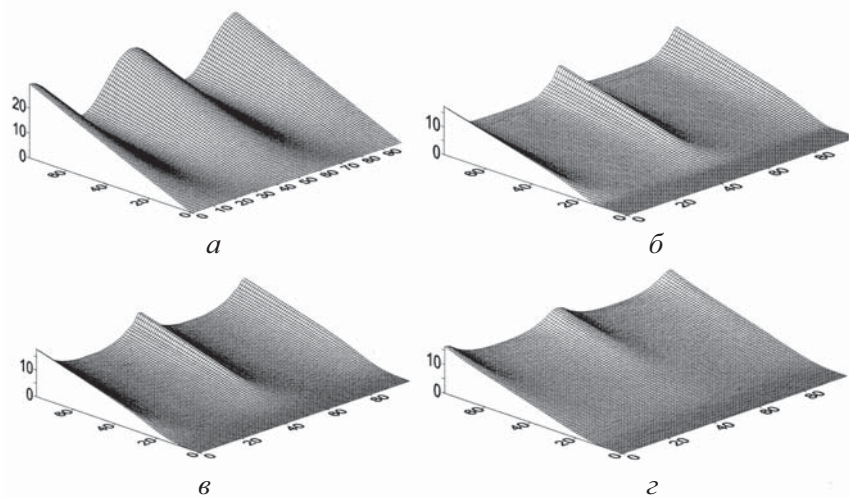


Рис. 12. Эволюция грядового рельефа
 а — исходная форма; б — действует только параллельное отступление склонов, коэффициенты $A = 0,1$, $B = 0$, $C = 0$; в — действуют параллельное отступление и аккумуляция у подножия, коэффициенты $A = 0,1$, $B = 0,2$, $C = 0$; г — действуют все три фактора, коэффициенты $A = 0,1$, $B = 0,2$, $C = 0,15$; момент условного времени $t = 140$

На нижней границе соблюдается равенство высот 0, остальные границы свободны, как если бы поверхность продолжалась под тем же углом за пределы рисунка. Ее развитие под действием процессов только параллельного отступания склонов ($A = 0,1$, $B = 0$, $C = 0$) приводит к преобразованию скругленных форм в островершинные и одновременно к выработке плоских поверхностей как между поперечными поднятиями, так и вдоль основного базиса. На рис. 12, б показан результат такого развития в момент условного времени $t = 140$ — своеобразное сочленение педиментов. В реальных условиях у подножия крутого склона, где вертикальная кривизна склона отрицательна, существует, как правило, хотя бы частичная аккумуляция рыхлого материала. Для учета этого фактора следует положить отличным от 0 коэффициент B . Однако в аридной обстановке на привершинных, выпуклых участках склона тогда должно возникать дополнительное снижение за счет вязкого течения грунта, чего в аридной обстановке практически не происходит, поэтому можно поставить условие: если вертикальная кривизна склона положительна, то $B = 0$. В этом случае, приняв, например, $B = 0,2$ (для участков с отрицательной вертикальной кривизной), мы получаем педименты, слегка приподнимающиеся вблизи подножия крутых склонов, как это изображено на рис. 12, в.

Если речь идет о формах небольшого размера, плановая кривизна которых велика, то может возникнуть дополнительное разрушение вдоль гребневых линий поверхности. Введение соответствующего коэффициента C выразится в некотором уплощении гребней, сопровождающимся и более быстрым отступанием поперечных поднятий. На рис. 12, г изображен вариант такого развития исходной формы при $A = 0,1$, $B = 0,2$, $C = 0,15$. В этом случае гряды, разделяющие широкие слабонаклонные педименты, имеют не островершинные гребни, а сглаженные вершины. (Влияние плановой кривизны может также оказаться заметным и в том случае, если скорость параллельного отступания склонов очень мала и гребни успевают разрушаться.)

В аридных горных странах можно найти многочисленные примеры подобных форм, один из которых показан на рис. 13 (отроги хр. Кухруд, Иранское нагорье; описание педиментов последнего приведено в работе [33]), другой — на рис. 14 (ЮАР, Малый Намакваленд, где также описаны многочисленные педименты [52], совершенно схожие с изображенными на рисунке).

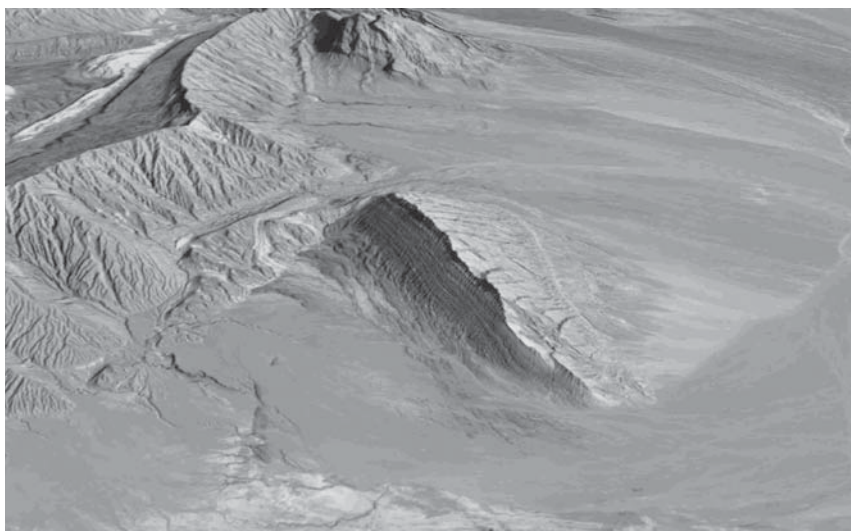


Рис. 13. Педименты в отрогах хр. Кухруд, Иранское нагорье. Расстояние по нижней рамке рисунка 6 км

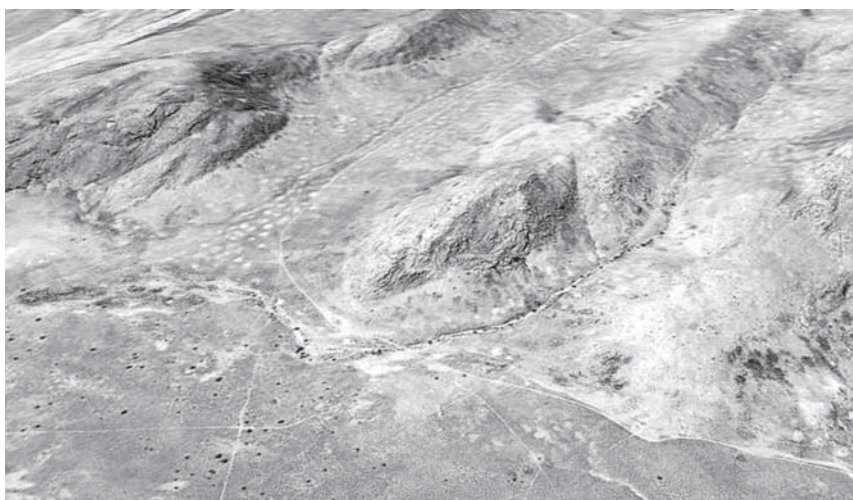


Рис. 14. Педименты нагорья Малый Намакваленд, ЮАР. Расстояние по нижней рамке рисунка 1,4 км

Интересно отметить, что на определенной стадии развития влияние начальной формы исходной поверхности на конечный результат оказывается слабозаметным. Рассмотрим, например, вместо наклонной волнообразной поверхности, изображенной на рис. 12, *а*, наклонную поверхность, находящуюся в ранней стадии расчленения — прорезанную сравнительно узкими долинами (рис. 15, *а*).

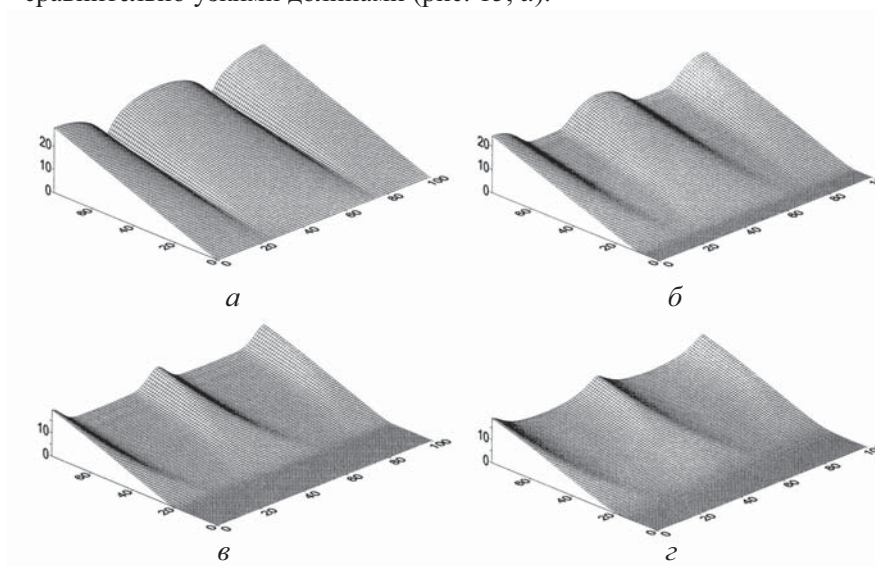


Рис. 15. Эволюция наклонной расчлененной поверхности (*а*) в результате параллельного отступления склонов (*б, в*) и при участии аккумуляции (*г*)
а — исходная форма; моменты условного времени: *б* — $t = 140$; *в* — $t = 210$ (коэффициенты $A = 0,1$, $B = 0$, $C = 0$); *г* — $t = 210$ (коэффициенты $A = 0,1$, $B = 0,05$, $C = 0$)

Если ее дальнейшее развитие происходит под действием отступления склонов ($A = 0,1$, как и в предыдущем случае, а коэффициенты B и C равны 0), то к моментам условного времени $t = 140$ и $t = 210$ она будет проходить стадии, показанные на рис. 15, *б, в*. Рельеф, показанный на рис. 15, *в*, оказывается подобным тому, что изображен на рис. 12, *б*. Параллельное отступление склонов постепенно уничтожает исходную поверхность, преобразуя рельеф в систему прямых склонов, опирающихся на субгоризонтальный педимент. Несколько большее время, необходимое для достижения формы на рис. 15, *в*, связано с узостью исходных долин и большей шириной водораздельного пространства на рис. 15, *а*.

Формирование «вогнутого» рельефа. Если в развитие той же исходной поверхности мы добавим аккумуляцию на вогнутых перегибах склонов, то в момент условного времени $t = 210$ она примет вид рис. 15, *з*, что весьма похоже на рис. 12, *в*, — педименты, наклонные к центру долины. Такая модель служит также косвенной иллюстрацией того, как выпуклые склоны «молодого» рельефа постепенно переходят в вогнутые «дряхлого» в полном соответствии с интерпретацией Стралером гипсографических кривых различных стадий развития водосборного бассейна [62] и мнением Л. Кинга о том, что «вогнутый рельеф» характерен для «далеко зашедшей стадии эволюции» ([16], с. 125, 126). Ведь рис. 15, *а* можно рассматривать как завершение восходящей стадии развития, во время которой преобладающей реакцией экзогенных процессов на тектонические поднятия был глубинный врез. Начиная с момента $t = 0$, по условию нашей задачи поднятие отсутствует или, что дает тот же результат, врез по долинам (в том числе и поперечным) прекращается, и место глубинной эрозии занимают склоновые процессы. Некоторая аккумуляция у подножия крутого склона почти всегда имеет место, если только этот склон не подрезается рекой. Поэтому рис. 12, *в* и 15, *з* показывают достаточно типичный случай. Точно такой же «вогнутый» рельеф мы получим, если днище поперечных долин с самого начала лежит на нулевом или близком к нему уровне, т. е. глубинная эрозия полностью исчерпала свои возможности. Вместе с тем «вогнутый» рельеф реализуется только в том случае, если вклад первого члена уравнения (6) существенно превышает вклад второго, т. е. преимущественным процессом является параллельное отступление склонов. В условиях гумидного климата, где вязкое течение грунта играет заметную роль, типичным профилем для рельефа в стадии старости будет выпукло-вогнутый.

Заключение

Предложенная трехмерная кинематическая модель развития склонов позволяет демонстрировать эволюцию различных форм рельефа, развивающихся под воздействием склоновых процессов, при различных видах влияния морфометрических характеристик поверхности на скорость денудации. Моделирование может проводиться для исходных форм произвольной конфигурации. Учет действия трех морфологических характеристик поверхности — уклона и вертикальной, и горизонтальной кривизн — позволяет описать разнообразные типы развития рельефа и объясняет формирование многих особенностей его морфологии.

Горизонтальная кривизна поверхности может существенно влиять на облик эволюционирующих форм. Это влияние выражается в сглаживании граней рельефа, уплощении вершин, выработке педиментов у подножия форм типа структурного носа. Роль горизонтальной кривизны в сглаживании плановых граней рельефа аналогична роли вертикальной кривизны в уничтожении особенностей профиля.

Показаны некоторые особенности формирования педиментов в условиях исходного рельефа сложной конфигурации: «сочленение» педиментов при существовании местных базисов эрозии на разных уровнях, формирование «вогнутого» рельефа, конвергенция форм в процессе отступания склонов.

Заметим, что возможности данной модели далеко не ограничены приведенными результатами. С ее помощью легко продемонстрировать развитие различных форм при действии тектонических движений разнообразных типов, при различной по площади или по вертикали устойчивости пород, т. е. различной скорости денудации. Эти вопросы представляют большой интерес, и получить соответствующие результаты можно, добавляя в уравнение (6) функцию $f(x,y)$ того или иного вида и задавая изменяющиеся в пространстве или во времени коэффициенты A , B и C , но это предмет для отдельной публикации.

3. Взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов при росте локальных морфоструктур

Взаимодействие тектонических деформаций земной поверхности и экзогенных процессов, в ходе которого возникает и развивается рельеф Земли, составляет один из интереснейших предметов изучения геоморфологии. В частности, как писал Д.А. Тимофеев, «...геоморфолог стремится выяснить, насколько, каким образом и когда морфоскульптура видоизменила морфоструктуру (тектоническую форму)» [29]. Однако до настоящего времени в геоморфологии преобладают лишь общие представления о таком взаимодействии. Так, например, мы признаем, что тектоника создает контрастный рельеф земной поверхности, а экзогенные процессы, противодействуя ей, в конечном итоге выравнивают его; мы знаем также, что тектоника создает предпосылки для развития экзогенных процессов, во многом определяя их особенности, и т. д. Вопросу, как именно преобразуется морфоструктура, если одновременно с тектоническими деформациями действуют процессы экзоморфогенеза, после В. Пенка [20] достаточного внимания не уделялось.

Одним из путей выяснения того, каким образом экзоморфогенез изменяет первично-тектонические формы, может служить математическое моделирование этого взаимодействия. В последние десятилетия опубликовано большое количество подобных работ, посвященных взаимодействию экзогенных и эндогенных процессов в масштабе обширных регионов (горных стран, крупных массивов и т. п.), когда эрозионные процессы приводят к значительному перераспределению масс на поверхности земли и тем самым изменяют напряженное состояние и реологические свойства земной коры или всей литосферы, что, в свою очередь, изменяет ход тектонических процессов [45, 53, 67 и др.]. Ведутся исследования по математическому моделированию отдельных экзогенных процессов (речной эрозии, склоновых процессов и др.) а также эволюцию рельефа под действием их комплекса экзоморфогенеза. Модели развития уступа под действием линейной эрозии или по диффузионному закону (т. е. под действием вязкого течения грунта) рассмотрены, например в работах [38, 58]; модель эволюции ландшафта в результате отступления склонов со скоростью, пропорциональной их уклону, предложена в работе [43], модель развития подрезаемого склона разработана в работе [19] и т. д. Как правило, в таких исследованиях рассматривается уже созданная тектоникой форма рельефа и ее последующее развитие под действием экзогенных процессов.

В предыдущих разделах, посвященных дву- и трехмерному кинематическому моделированию развития склонов, рассматривалась эволюция некоторой исходной формы рельефа без участия тектонических деформаций [4–6]. Здесь мы хотим показать, как развиваются локальные морфоструктуры, создаваемые тектоническими деформациями того или иного типа при одновременном действии процессов разрушения склонов. При этом интересно сравнить формы, возникающие при последовательном действии тектоники и экзогенных процессов, с формами, образующимися при одновременном действии тех и других. Первый случай соответствует быстрому поднятию, в ходе которого экзоморфогенез не успевает заметно изменить морфологию первично-тектонической формы, и преобразует ее лишь после окончания поднятия. Во втором случае скорость действия экзогенных процессов сравнима со скоростью поднятия, и к моменту его окончания возникшая форма уже не является чисто тектонической, но заметным образом преобразована.

Выше были описаны достоинства и недостатки кинематического моделирования, поэтому здесь мы не будем на них останавливаться. Там же (см. с. 22) содержится вывод основного уравнения, используемого в модели:

$$\partial h / \partial t = -A |gradh| + BK_{\text{вер}} \sqrt{1 + |gradh|^2} - CK_{\text{гор}} \sqrt{1 + |gradh|^2} + f(x, y, t). \quad (6)$$

При его выводе было принято, что скорость отступления склона по нормали к поверхности пропорциональна силе, сдвигающей частицы вниз по склону, т. е. синусу угла наклона поверхности, а также зависит от ее вертикальной и плановой кривизн. Напомним, что коэффициенты A , B и C в правой части уравнения (6) показывают вклады соответственно параллельного отступления склона, связанного с углом его наклона, снижения, обусловленного вязким течением материала, т. е. пропорционального вертикальной кривизне склона, и снижения, вызываемого предполагаемым дополнительным выветриванием выпуклых ребер склона, т. е. пропорционального плановой кривизне склона. Величина каждого коэффициента численно равна скорости снижения $\partial h / \partial t$ при условии, что выражение, множителем которого он является, равно единице, а другие члены равны нулю. Например, $A = 1$ означает, что склон крутизной 45° снижается со скоростью, равной 1 (в условных единицах). Конкретное значение зависит от соотношения пространственного и временного шагов модели. Если они равны соответственно 1 м и 1000 лет, то эта скорость составит 1 мм/год. Граничным условием во всех дальнейших примерах служит равенство высоты поверхности нулю на границах рассматриваемой прямоугольной площади. Устойчивость решения достигается выбором достаточно малого шага по времени, а также включением в расчетную программу процедур локального сглаживания некоторых параметров.

Взаимодействие процессов деградации склонов с тектоническими поднятиями различной формы

Блоковое поднятие. Пусть вертикальное поднятие прямоугольного блока продолжается с постоянной скоростью до определенного момента времени, t_{max} , после чего рост прекращается. Функция $f(x, y, t)$ в этом случае представляет собой константу в пределах заданных интервалов по осям x и y , величина которой и определяет скорость поднятия. Если эта скорость существенно превосходит скорость денудации, то к моменту t_{max} сформируется морфоструктура, практически не измененная экзогенными процессами. Ее дальнейшее развитие под действием последних будет определяться их скоростью и, в рамках принятой модели, соотношением коэффициентов A , B и C .

На рис. 16, а показан прямоугольный тектонический блок в тот момент, когда подъем прекратился и морфоструктура достигла своей максимальной высоты, и изменения ее формы (рис. 16, б, в) в случае пре-

имущественного действия механизма параллельного отступления склонов. Можно заметить, что крутые склоны сохраняются на протяжении всего времени разрушения поднятия, а у его подножия формируется горизонтальная поверхность. (Напомним, что в данной модели отступления склона предполагается удаление тем или иным образом продуктов разрушения склона от его подножия, т. е. развитие по типу педиментации. В противном случае склон будет замещаться снизу более пологой осыпью.) Если отступление склонов отсутствует, а снижение происходит только за счет второго члена уравнения (вязкого течения), то это снижение происходит весьма медленно (рис. 16, *з*), даже если коэффициент B велик. Если, наконец, действуют оба процесса, т. е. и A , и B немалы, то деградация первично-тектонической формы происходит быстрее всего (рис. 16, *д*). При этом, как и следовало ожидать, склоны приобретают гладкий выпукло-вогнутый профиль. Вклад третьего члена уравнения с коэффициентом C во всех этих случаях мы принимали небольшим, поскольку действие этого фактора ограничено элементами с достаточно малым радиусом плановой кривизны, и на рисунках его влияние выражено в некоторой сглаженности вертикальных граней формы и незначительной уплощенности ее вершины. Увеличение коэффициента C приводит к более заметному «округлению» формы, уплощению ее вершины и более быстрому снижению.

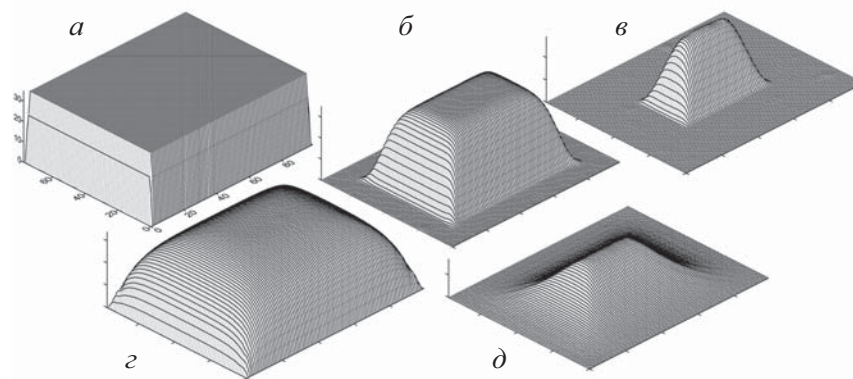


Рис. 16. Развитие положительной блоковой морфоструктуры при быстром поднятии и последующем отступании склонов

а — исходная тектоническая форма к концу поднятия; *б, в* — она же, через 20 и 35 единиц условного времени после начала отступления склонов при $A = 1$, $B = 0$, $C = 0,5$; *з* — та же форма через 35 единиц условного времени при $A = 0$, $B = 5$, $C = 0,5$; *д* — то же при $A = 1$, $B = 5$, $C = 0,5$

Рассмотрим теперь, какую морфологию приобретет поднимающийся блок при одновременном действии процессов разрушения его склонов. Пусть поднятие блока происходит с той же скоростью и продолжительностью, что и в первом случае, но экзогенное отступление склонов происходит с самого начала со скоростью, сравнимой со скоростью поднятия. (Понятно, что это условие не обязательно требует большой скорости разрушения, — такой же результат будет и при малой скорости поднятия, важно соотношение скоростей.) При этом растущая морфоструктура уже в начале поднятия приобретет не вертикальные (или субвертикальные) склоны, а наклонные (рис. 17, *а*), тем более пологие, чем больше скорость отступления склонов, и морфоструктура в целом принимает пирамидальную форму.

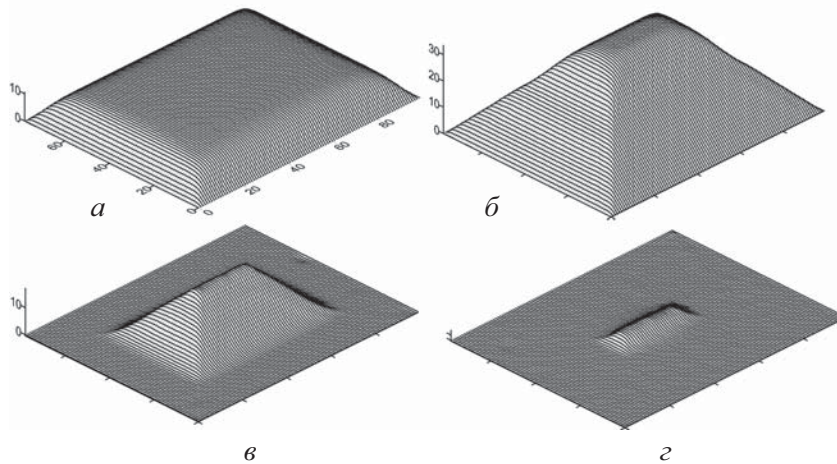


Рис. 17. Развитие положительной блоковой морфоструктуры при одновременном поднятии и отступании склонов

а — через 10 единиц условного времени после начала процесса; *б* — к концу тектонического поднятия, через 35 единиц условного времени; *в*, *г* — через 55 и 65 единиц условного времени. Значения коэффициентов: $A = 1$, $B = 0$, $C = 0,5$

К моменту окончания тектонического подъема она будет иметь вид, изображенный на рис. 17, *б*. Дальнейшая ее деградация показана на рис. 17, *в*, *г*. Таким образом, мы видим, что, если одновременно с ростом блоковой морфоструктуры происходит достаточно интенсивное разрушение ее склонов, то она приобретает и сохраняет существенно иную форму — более пологую пирамидальную и при определенных условиях (малых плановых размерах морфоструктуры или большой скорости от-

ступания склонов), не достигающую максимальной высоты, которая могла бы быть создана тектоникой.

Следует отметить, что блоковое поднятие при условии постоянства высоты окружающей территории, служащей базисом эрозии для поднимающегося блока, в определенном смысле эквивалентно просто снижению этого базиса при отсутствии поднятия. Блоки небольших размеров могут не проявлять собственной тектонической активности, но если за их пределами происходит снижение поверхности, обусловленное влиянием раздробленности пород, их иной литологии или деятельностью потоков, то предыдущие результаты в равной степени применимы и к таким ситуациям. Так, формирование прямолинейных склонов долины при постоянном врезании реки В. Пенк называет *равномерным* развитием, подчеркивая, что «интенсивность врезания определяет наклон систем форм, поднимающихся от русел рек» [20, с. 185]. С учетом результатов, описанных выше, можно перефразировать это утверждение следующим образом: наклон систем форм, поднимающихся от русел рек, определяется соотношением интенсивности врезания и интенсивности разрушения склонов. Примеры такого *равномерного* развития — прямолинейные склоны хребтов, уступов, особенно в аридных условиях, бесчисленны. Формирование пирамидальных даек, сложенных прочными породами, относится к этому же типу [24].

Другой пример преобразования первично тектонической формы — развитие *моноклинали*. Пусть тектоника действует таким образом, что исходная горизонтальная поверхность на протяжении какого-то отрезка времени просто увеличивает свой наклон.

Пусть падение склона направлено в сторону нуля оси y (рис. 18), тогда функция $f(x,y)$ должна быть задана как ky/y_{\max} , где y_{\max} — размер модельной площадки по оси y ; k — коэффициент. В случае отсутствия экзогенных процессов результат такого поднятия вполне очевиден. Если же одновременно с тектоническим наклоном происходит отступление растущего склона, то плоская поверхность постепенно преобразуется в вогнутую. На рис. 18 показана морфоструктура, формирующаяся при одновременном действии наклонного поднятия и отступления склона (для сравнения приведен и профиль тектонической формы, возникшей бы без участия экзоморфогенеза). Вначале склон приобретает вогнутый профиль в своей нижней части; по мере поднятия и одновременного отступления вогнутость распространяется вверх. Интересно, что эта вогнутость возникает без всякого участия аккумуляции материала у подножия склона — коэффициент B в данном случае равен нулю. После окончания поднятия продолжается отступление и склон снижается, сохраняя вогнутую форму, но если моноклинальное поднятие происходит

так быстро, что за это время склон не успевает заметно отступить, то после окончания поднятия он будет при последующем снижении сохранять прямолинейный профиль. Если в разрушении склона принимают заметное участие процессы вязкого течения грунта (коэффициент B сравним по величине с A), то склон приобретет выпукло-вогнутую форму.

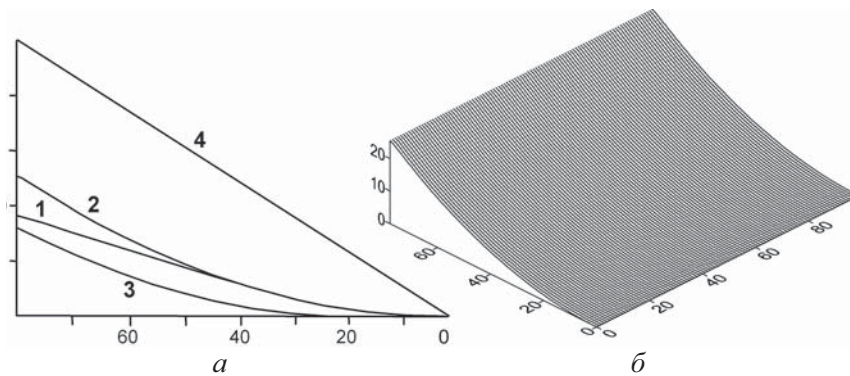


Рис. 18. Развитие моноклиналичного поднятия при одновременном отступании склона
 a — стадии развития: 1–3 — профили, соответствующие 25, 50 (момент окончания поднятия) и 60 единицам условного времени при одновременном поднятии и отступании склонов. Значения коэффициентов: $A = 1,5$, $B = 0$, $C = 0$; 4 — конечное положение поднимающейся формы при отсутствии экзогенных процессов; b — вогнутый склон, соответствующий профилю 2

Заметим, что моноклираль, сложенная с поверхности пластами прочных пород, при малых углах наклона будет разрушаться крайне медленно и отступление такого пологого склона может не проявиться заметным образом, так что преобразование плоской поверхности в вогнутую будет в этом случае происходить только при достаточно больших уклонах. Наконец, важно подчеркнуть, что структура пород, слагающих такую форму рельефа, не обязательно должна быть моноклиальной; речь идет именно о наклонном поднятии плоской поверхности, которая может быть как структурной (пластовой), так и аструктурной.

Этот же процесс может проявляться и на слабдеформированных крыльях поднятия, в результате чего, например, антиклинальный хребет может приобрести вогнутые склоны. Так, хр. Соласингхи в Предгималайском прогибе, сложенный отложениями молассы Марри [32], — надразломная антиклиналь, осложненная взбросонадвигами, — на многих

участках имеет отчетливо вогнутые склоны (рис. 19). Конечно, мы упоминаем эту морфоструктуру только как возможный пример действия описанного механизма; подтвердить именно такое происхождение данной морфологии хребта может лишь его тщательное геологическое изучение.

Еще одним интересным примером взаимодействия тектонических деформаций и склоновых процессов может служить поднятие свода или купола. Рассмотрим, например, блоковое поднятие сферического тела, происходящее таким образом, что сфера постоянного радиуса поднимается над горизонтальной поверхностью из положения, когда она только касается снизу последней до положения, когда купол представляет собой полусферу (рис. 20, а).

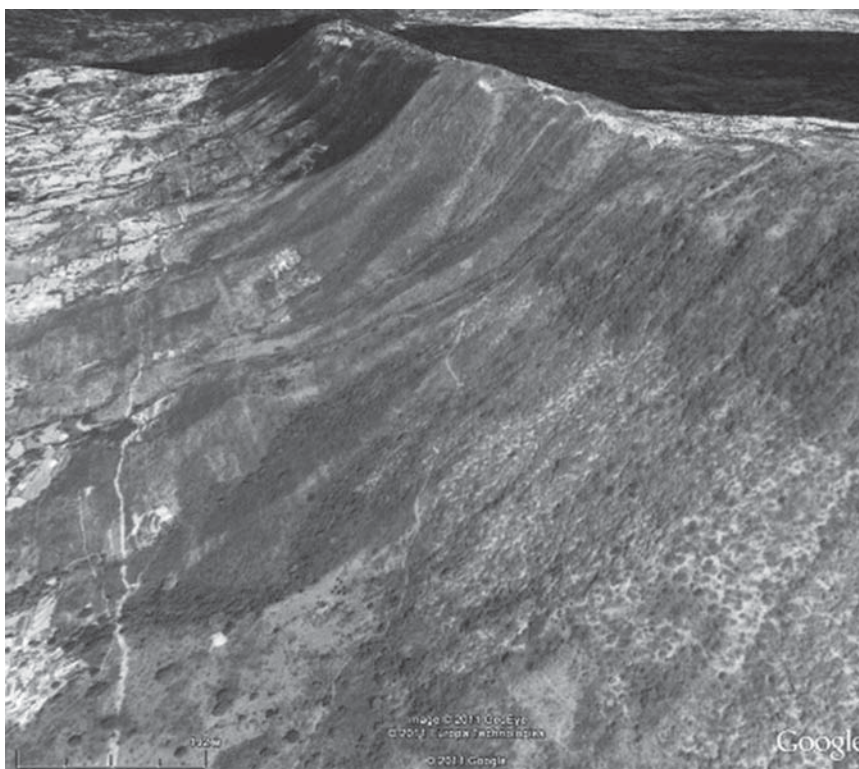


Рис. 19. Вогнутый склон хр. Соласингхи в северо-западной части Предгималайского прогиба. Высота хребта около 350 м

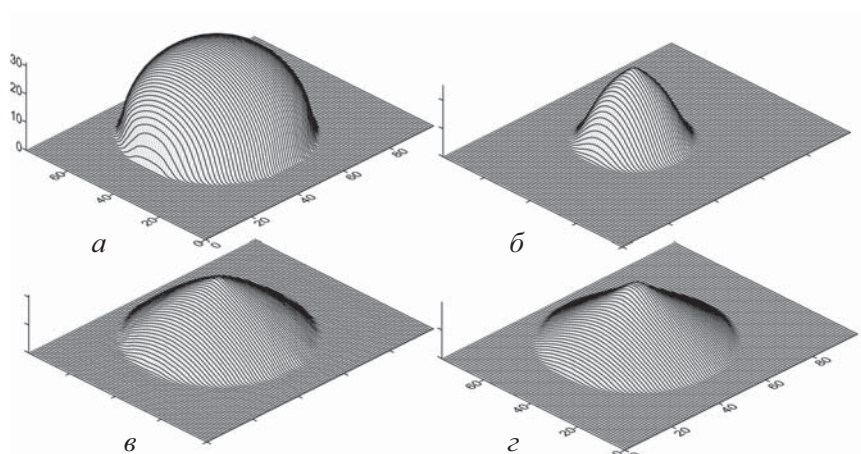


Рис. 20. Развитие сводовой морфоструктуры при последовательном и одновременном действии поднятия и отступания склонов
a — свод, не измененный экзогенными процессами; *б* — форма свода через 15 единиц условного времени после окончания поднятия, возникшая в результате отступания склонов ($A = 1, B = 0, C = 0$); *в* — форма поднимающегося свода к концу поднятия (30 единиц условного времени) при одновременном действии отступания склонов (коэффициенты те же); *г* — то же при другой кинематике поднятия (пояснения в тексте)

В данном случае функция $f(x,y)$ имеет постоянное значение во всех точках, лежащих внутри окружности, представляющей собой сечение поднимающейся сферы горизонтальной поверхностью в каждый момент времени. Если рост такого купола произошел достаточно быстро и склоновые процессы вступают в действие после его окончания, то начиная с этого момента данная форма будет уменьшаться в размерах, сохраняя крутые склоны так, как это изображено на рис. 20, *б*. Если же скорости тектонического поднятия и экзогенного снижения сопоставимы, т. е. действие последнего надо «включать» с самого начала поднятия, то растущая морфоструктура к концу поднятия приобретет существенно иную, коническую, форму, высота которой будет заметно меньше высоты соответствующей сферической поверхности. Этот результат показан на рис. 20, *в*. При дальнейшей эволюции такой морфоструктуры, после окончания самого поднятия, она будет уменьшаться в размерах и сохранять свою морфологию, если вклад 2 и 3 членов уравнения (6) мал.

Поскольку поднятие такого купола носит блоковый характер, то «откапывание» подобных структур, т. е. снижение окружающей их поверх-

ности, будет (в отношении рассматриваемых процессов) аналогично их поднятию и, следовательно, взаимодействие с разрушением склонов будет носить тот же характер. Возможно, примером таких пассивных морфоструктур могут служить многочисленные пологие конусовидные формы (рис. 21), возвышающиеся над плоскими днищами вади на северо-западе Саудовской Аравии, где на поверхность выходят древние гранитоиды кристаллического щита [9].

Еще более заметно эффект спрямления склонов проявляется, если сводовая деформация имеет пликативный характер и поднятие растет таким образом, что поверхность земли внутри окружности постоянного диаметра деформируется, все время представляя собой часть сферической поверхности, выпуклость которой увеличивается, а диаметр уменьшается от бесконечности (или радиуса Земли), что соответствует пло-

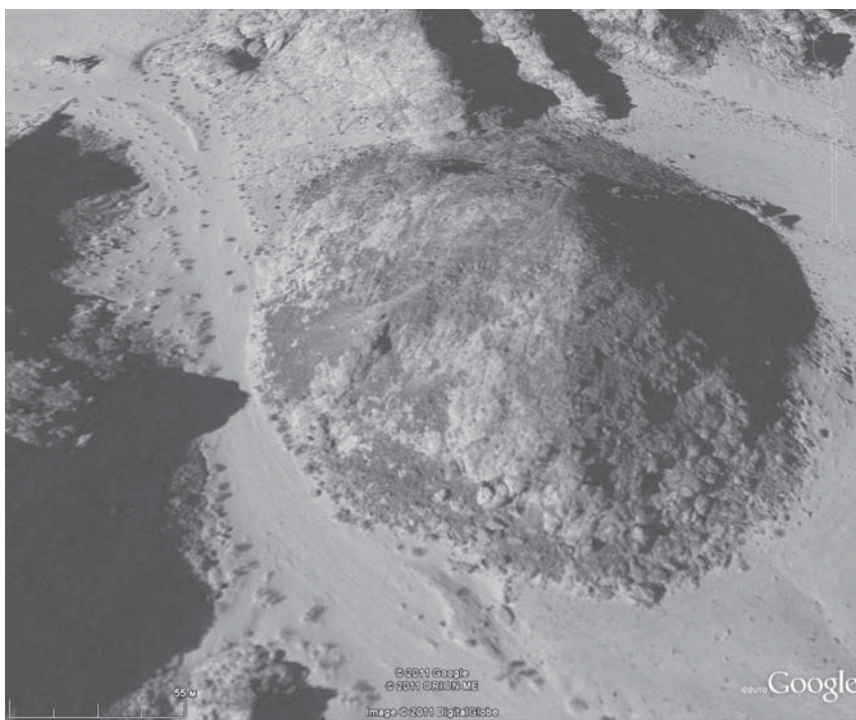


Рис. 21. Пологая конусовидная форма диаметром 300 м, возвышающаяся на 35–40 м над сухими долинами в горах Хисма (провинция Табук, Саудовская Аравия)

ской поверхности внутри указанной окружности, до диаметра этой окружности, что соответствует такой же полусфере, как на рис. 20, а. Функция $f(x,y,t)$ в этом случае представляет собой разницу высот двух сферических сегментов для двух последовательных моментов времени t и $t + \Delta t$, где Δt — шаг по времени. (Из-за громоздкости этого выражения мы не приводим его здесь.) При таком условии результат одновременного роста сводового поднятия и отступления его склонов при тех же параметрах, что и в предыдущем случае, создает коническую форму с почти прямолинейной направляющей, изображенную на рис. 20, з.

Заключение

Таким образом, использование данной кинематической модели позволяет сделать вывод, что если скорость тектонических деформаций в ходе роста локальных морфоструктур сопоставима со скоростью денудационного снижения поверхности, то возникающие морфоструктуры приобретают существенно иную морфологию, чем те, которые были бы созданы чистой тектоникой. Такие морфоструктуры обладают более пологими склонами, выпуклость последних, созданная тектоникой, ослабевает или даже переходит в вогнутость, а максимальная высота, достигаемая формой, оказывается меньше величины тектонического поднятия. Эти преобразования выражены тем сильнее, чем больше скорость экзогенных процессов по сравнению со скоростью поднятия. В случае блоковых морфоструктур произвольной формы их поднятие эквивалентно понижению базиса эрозии, поэтому полученные выводы применимы и к развитию остаточных возвышенностей и островных гор, причем в соотношении со скоростью разрушения склонов роль скорости поднятия будет играть скорость снижения базиса.

Многие важные факторы, как, например, литологическая неоднородность, растрескивание свода, расчленение морфоструктуры линейными формами и т. п., могут, конечно, существенно осложнить результирующую форму склонов. Но они будут действовать независимо от процессов отступления и выполаживания склонов, описываемых уравнением (6), и действие их будет накладываться на полученные выше результаты, не отменяя их. Поэтому использование даже этой ограниченной модели показывает некоторые существенные особенности развития локальных морфоструктур, возникающие в ходе взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов.

Наконец, стоит отметить, что, хотя мы рассматривали здесь локальные морфоструктуры, развитие более крупных форм может, до некоторой степени, подчиняться тем же закономерностям. Если в деградации

крупного склона, представленного не простой поверхностью, а комплексом ложбин и гребней (именно такой склон показан на рис. 19), участвует, хотя бы в качестве составляющей, процесс параллельного отступления, то для такого склона полученные выше результаты будут также применимы.

4. Кинематическое моделирование развития литогенных форм рельефа

Избирательная денудация играет большую роль в формировании скульптурных особенностей рельефа. Влиянию литологических неоднородностей на форму склонов посвящены многочисленные работы. Еще В. Пенк рассматривал образование уступа на склоне, пересеченного прочной вертикальной дайкой, параллельной простиранию склона [20]. Математическое описание формы такой дайки для разных вариантов ее положения на склоне приводится в работе [55]. Также описаны интересные случаи инверсии долин с бронированным днищем, превратившихся в положительные формы [24]. В последние десятилетия широкое распространение получили разнообразные модели эволюции рельефа, во многих из которых используется условие неоднородности субстрата. Выполнено моделирование эволюции рельефа на участке водораздела рек Замбези и Лимпопо на юге Зимбабве и показано, как происходит формирование нескольких уровней планации, приуроченных к территориям с различной литологией и не связанных с последовательностью тектонических импульсов поднятия [60]. Моделируется развитие педиментов на литологически неоднородном субстрате, с учетом того, что скорость выветривания коренных пород зависит от меняющейся мощности реголита [63]. Эта модель включает в себя множество параметров, таких, как инфильтрационные свойства реголита, количество осадков и т. п.

Напомним, что если динамические модели позволяют определить скорость снижения склона при знании не только его морфологии, но и многих характеристик субстрата и ландшафтно-климатических условий, то кинематические модели позволяют определить, как будет развиваться склон при условии, что известна скорость его снижения — для каких-то конкретных значений морфологических параметров. Свойства субстрата и внешних условий, для определения которых часто используются измерения самих скоростей перемещения поверхности, в кинематических моделях не нужны, что делает их использование значительно проще.

Ранее с помощью предложенной кинематической модели были продемонстрированы некоторые характерные особенности морфологии склонов, возникающие в результате пульсационных тектонических поднятий, тектонических деформаций разной кинематики как при раздельном действии тектоники и экзогенных процессов, так и при одновременном [4–6]. Во всех этих случаях рассматривался склон, сложенный однородным субстратом с одинаковой скоростью разрушения во всех точках. В данной работе мы приняли во внимание литологический фактор и рассматриваем развитие склона, сложенного породами различной прочности, т. е. склона, скорость разрушения которого меняется по разрезу в вертикальном или горизонтальном направлении.

Модель

При выводе кинематического уравнения эволюции склона предполагалось, что скорость отступления склона по нормали к его поверхности складывается из трех составляющих: одна из них пропорциональна синусу угла наклона склона, другая пропорциональна вертикальной кривизне (денудация на выпуклых и аккумуляция на вогнутых в профиле участках), третья — плановой кривизне (например, более быстрое разрушение гребней и аккумуляция в ложбинах). Эти предположения привели к уравнению (6) — см. с. 39.

Постоянство коэффициентов A , B , C данного уравнения на всем склоне соответствует однородному субстрату. Если склон сложен породами различной устойчивости, то малые значения коэффициентов должны соответствовать прочным породам, большие — легко разрушающимся. Так, если на склоне обнажаются горизонтально залегающие слои разной прочности, то коэффициенты будут принимать различные значения в соответствующих интервалах высот h . Например, условие « $A = 1$, если $h_1 < h < h_2$, и $A = 2$ в остальных случаях» означает, что в интервале высот $h_1 \div h_2$ залегает слой, разрушающийся в 2 раза медленнее, чем остальной склон. Если прочность пород, слагающих склон, меняется в горизонтальном направлении, то различные значения каждого из коэффициентов будут приурочены к различным интервалам координат x и y . Все эти условия для коэффициентов легко задаются непосредственно в расчетной программе.

Несколько сложнее дело обстоит, если включить в модель тектонические движения ($f(x,y,t) \neq 0$). Тогда высота или плановое положение границ слоев с разной прочностью будут меняться со временем и в соответствующие условия для коэффициентов войдет переменная t . В данной работе мы ограничимся рассмотрением случаев без участия тектонических движений

Результаты моделирования. Литологическая ступенчатость прямого склона. Рассмотрим, прежде всего, простой склон с постоянными падением и простираем, имеющий уклон около 20° и размер основания 100 единиц по оси y и 30 — по оси x . Базис эрозии поддерживается на постоянном уровне: $h = 0$, при $y = 0$. Пусть в интервалах высот 0–10 и 15–25 залегают более прочные слои, чем в остальных интервалах. Положим, например, что коэффициент A в этих слоях равен 1, а в остальных — 3. Допустим вначале, что происходит только параллельное отступление склона, так что коэффициент B равен 0. Поскольку склон в плане прямолинеен, то коэффициент C также можно положить равным 0.

На рис. 22 показано, как будет развиваться этот склон при таких условиях. Мы видим, что с самого начала (стадия 1) на уровне менее прочных пород в интервале высот 10–15 возникает углубление в склоне, состоящее из горизонтальной площадки на нижней границе слабого слоя, крутого уступа под его верхней границей и соединяющего их наклонного участка, сохраняющего первичный уклон. По мере развития процесса горизонтальная площадка расширяется, уступ приобретает большую крутизну и высоту, а центральный наклонный участок сокращается (стадия 2) и в какой-то момент исчезает, так что на склоне образуется ступень (стадии 3 и 4). Самая верхняя, относительно непрочная часть склона отступает по поверхности прочного слоя и может быть полностью срезана при ее небольших размерах (стадия 3). В основании склона также образуется горизонтальная площадка, которая расширяется медленнее, чем верхняя, поскольку нижняя часть склона сложена более прочными породами. Все эти горизонтальные (или субгоризонтальные, так как снижение происходит и на поверхности твердых слоев) ступени, в сущности, являются педиментами. При параллельном отступании склона, если обеспечено удаление накапливающегося у подножия рыхлого материала, педимент подножия возникает при любой прочности пород, которая и определяет скорость его расширения. Но педименты в средней и в верхней частях склона, осложняющие первоначально прямой его профиль, порождаются литологической неоднородностью разреза.

Если развитие склона происходит не только путем параллельного отступления, но и при участии течения грунта, подчиняющегося диффузионному закону (коэффициент $B \neq 0$), то описанные выше преобразования склона будут выражены менее четко. Так, например, если коэффициент B задать в 2 раза большим, чем A , т. е. равным 2 и 6 в прочных и слабых частях склона соответственно, то в момент времени, соответствующий стадии 4, получится результат, показанный на рис. 23 (5). Сравнив его с рис. 22 (4), можно увидеть, что все перегибы склона оказыва-

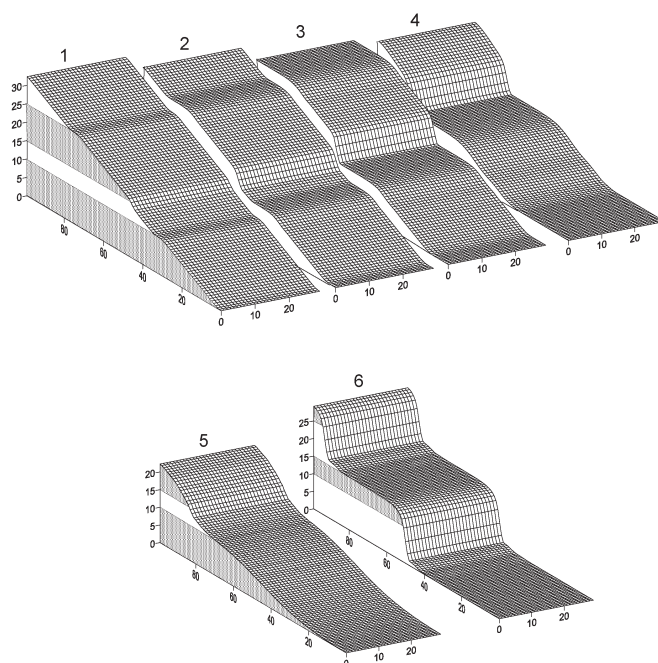


Рис. 22. Литологические ступени, образованные горизонтальными слоями различной прочности: $A = 1$ и $A = 3$. Более прочные ($A = 1$) показаны темным цветом на боковых гранях

1–4 — стадии развития, соответствующие моментам условного времени $t = 2, 5, 10, 28$, при условии $B = 0$ и $C = 0$; 5 — аналог 4, при $B = 2$ и $B = 6$ для прочных и слабых слоев соответственно; 6 — склон к моменту условного времени $t = 15$ для обратного соотношения прочности слоев (коэффициентов A)

ются сильно сглаженными и его профиль более выровненным, чем в первом случае.

Наконец, на рис. 22 (6) показан (для $t = 15$) такой же склон, но у которого прочные и слабые слои поменялись местами. Если в первом случае в узких интервалах высот (10–15 и выше 25) залежали относительно быстро разрушающиеся породы, то здесь в этих интервалах залегают прочные слои, а слабые занимают широкие интервалы 0–10 и 15–25. Как и ранее, образуется ступенчатый склон, хотя выглядит он совершенно иначе — ступени имеют большую высоту и глубину — и разрушается в целом быстрее, в соответствии с большей мощностью слабых слоев.

Естественно, что для образования хорошо выраженной ступенчатости склонов и горизонтальных поверхностей у их подножия необходимо

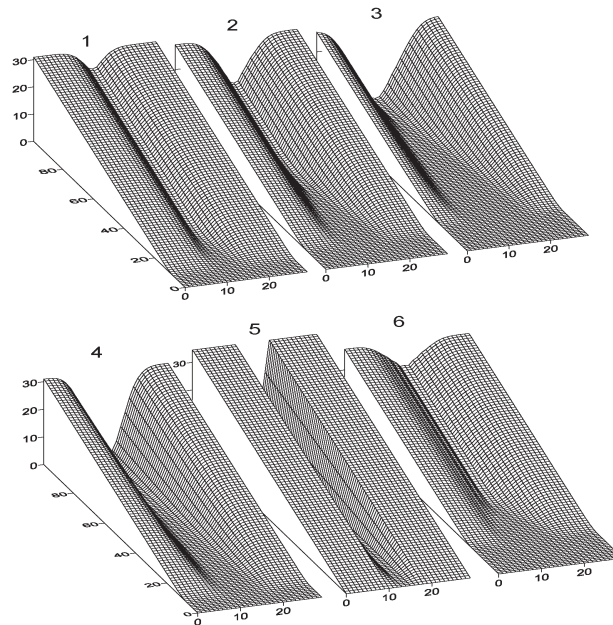


Рис. 23. Возникновение поперечного прохода по ослабленной зоне
 1–3 — стадии развития, соответствующие моментам условного времени $t = 10, 15, 20$, при $A = 2,3$ в интервале $12 < x < 16$ и $A = 1$ на остальном простирании склона; 4 — аналог 3, но $A = 0,5$ вне интервала $12 < x < 16$; 5 — то же, но $A = 0$ вне указанного интервала (на рисунке видно, что ширина прохода в верхней его части несколько больше ширины ослабленной зоны, но это происходит за счет осреднения некоторых величин, неизбежного при вычислениях по сетке); 6 — то же, но $C = 1$ внутри указанного интервала

удаление материала, сносимого с вышележащих частей склонов. При параллельном отступании склона и $B = 0$ это условие в модели выполняется автоматически, что мы считаем вполне допустимыми, поскольку возможность такого удаления признается в большинстве исследований, посвященных педиментам [34], и не вызывает сомнений применительно к сравнительно узким ступеням.

Поперечный проход или седловина. Рассмотрим теперь случай, когда ослабленный слой располагается не горизонтально, а вертикально. Такой слой может существовать в складчатой толще или соответствовать зоне дробления пород, например, по разлому. С подобными зонами часто бывают связаны понижения типа седловин или горных проходов [14]. Если в плане такая зона прямолинейна, то, как уже говорилось, она

задается пониженными значениями коэффициентов в каком-то интервале значений горизонтальной оси x . Мы приняли это условие таким: коэффициент $A = 2,3$ в интервале $12 < x < 16$ и $A = 1$ в остальных случаях. Начальная форма склона — та же, что и в предыдущем варианте.

Рис. 23 (1–3) показывает последовательные стадии развития такого склона. Вначале возникает прямолинейная ложбина, которая постепенно углубляется и, по мере того как горизонтальное днище ее проникает в глубину склона, расширяется благодаря отступанию боковых стенок, формируя подобие горного прохода. На стадии 2 это плоское днище доходит примерно до середины ширины склона, на стадии 3 — прорезает весь склон, а сам проход приобретает широкое «устье». Одновременно с развитием прохода в других частях склона у его подножия формируется площадка педимента, ширина которой определяется скоростью отступления склона, т. е. величиной коэффициента A вне интервала $12 < x < 16$.

Примеры форм, возникающих подобным образом, более чем многочисленны. На рис. 24 показана расширяющаяся к устью ложбина, выработанная по трещине в ордовикских песчаниках на плато Фута-Джаллон в Гвинее. Ее развитие отвечает примерно стадии 2 на рис. 23.

Ширина образующегося прохода и его форма зависят, конечно, от ширины самой ослабленной зоны, но также и от соотношения скоростей «консеквентного» отступления склона вдоль этой зоны и поперечного к ней отступления стенок прохода. Чем больше контраст между прочностью пород в зоне и вне ее, тем возникающий проход оказывается уже и имеет более крутые стенки. На рис. 23 (4) показан тот же момент времени, что и на рис. 23 (3), но при условии, что скорость отступления склона вне ослабленной зоны еще в 2 раза меньше: $A = 0,5$ вне интервала $12 < x < 16$. Такой же результат мы получим, удвоив коэффициент A внутри этого интервала, но за меньшее время. В предельном случае, когда вне ослабленной зоны отступление склонов отсутствует (или им можно пренебречь), ширина прохода минимальна и не должна превышать ширины самой ослабленной зоны (рис. 23 (5)).

Для того чтобы отступление склонов ложбины происходило по всей их высоте, необходимо удаление рыхлого материала, скапливающегося на днище. Если для этого недостаточно действия дефляции и гравитационного сползания материала, то такую функцию может выполнять водоток, как правило, протекающий, хотя бы и временно, по дну ложбины. Хотя данная модель не учитывает его русловой деятельности, он может обеспечивать сохранение местного базиса на постоянном или достаточно низком уровне, тем самым поддерживая отступление склонов ложбины по всей их высоте.



Рис. 24. Расширяющаяся к устью ложбина, сформированная по трещине в ордовикских песчаниках на плато Фута-Джаллон. Длина ложбины 4500 м, глубина у устья 350 м

Недостаточное удаление материала, скапливающегося в днище ложбины, будет замедлять ее углубление и может быть учтено введением либо коэффициента C в областях склона с положительной плановой кривизной, т. е. в ложбине и/или коэффициента B на вогнутых участках склона. И в том и в другом случае развитие прохода замедляется, а его склоны оказываются более пологими. Рис. 23 (6) соответствует рис. 23 (3), но коэффициент $C = 1$ внутри интервала $12 < x < 16$ и $C = 0$ вне его.

Ослабленная зона, идущая вкрест простирания главного склона, может проходить не на всю его глубину, а располагаться выше какого-то уровня. В этом случае в верхней части склона возникает форма, подобная седловине, как показано на рис. 25. Здесь $A = 2,3$ при одновременном выполнении условий $12 < x < 16$ и $h > 15$. На остальных участках склона $A = 1$. Описанные выше особенности развития поперечной ложбины сохраняются и для такой седловины.

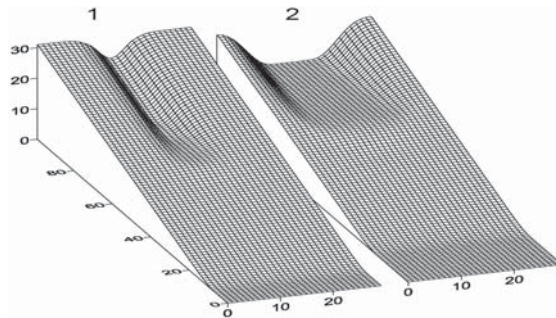


Рис. 25. Возникновение седловины по ослабленной зоне
1, 2 — последовательные стадии развития, соответствующие моментам условного времени $t = 10$ и $t = 20$

Линейная дайка — гребень. Другой пример избирательной денудации на склоне — пересекающая его полоса более прочных пород. В этом случае на соответствующем участке склона вдоль оси x коэффициенты уравнения (1), определяющие скорость его снижения, будут меньше, чем на остальном его протяжении. На месте дайки образуется гребень, относительная высота которого будет тем больше, чем шире сама дайка, и чем больше контраст между прочностью пород дайки и вне ее.

На рис. 26 (1–3) показаны три последовательные стадии такого процесса. В интервале значений $11 < x < 17$ коэффициент $A = 1$, вне этого интервала — 3, остальные коэффициенты — нулевые. Образующийся гребень вначале невысок и имеет пологие боковые грани (рис. 26 (1)); затем его высота относительно прилегающего склона увеличивается и достигает (примерно к условному времени $t = 20$) некоторого предельного значения, которое в дальнейшем не меняется, поскольку снижающийся склон и разрушающаяся дайка находятся в состоянии динамического равновесия [22]. На горизонтальной поверхности на уровне базиса денудации, замещающей отступающий склон, такой гребень сохраняется в виде снижающегося «хребетика», который также постепенно срезается с боков. Интересно, что если учесть возможное дополнительное быстрое разрушение острой верхушки гребня с большой положительной плановой кривизной, т. е. ввести в расчеты коэффициент C , задав его, например, равным 0,5, то это сильно уменьшит высоту гребня и его вершина станет более плоской; результат развития к моменту условного времени $t = 20$ для этого случая изображен на рис. 26 (4).

Максимальная крутизна склонов дайки и соответственно ее высота определяются скоростью снижения главного склона, т. е. местной для данного сечения дайки базиса денудации и скоростью снижения самой дайки. Так, если в предыдущем примере коэффициент A в выделенном

интервале принять в 4 раза меньшим, т. е. $A = 0,25$, то образующийся гребень будет значительно выше, как это видно из рис. 26 (5). В соответствующий этому рисунку момент условного времени $t = 20$ динамическое равновесие еще не достигнуто; это происходит примерно к $t = 27$, когда относительная высота гребня становится в 4 раза больше, чем на рис. 26 (3).

Вытянутая дайка может располагаться и параллельно склону. В этом случае малые значения коэффициента A , соответствующие более прочным породам, следует задавать в каком-то интервале значений оси y . Пусть этот интервал определяется условием $40 < y < 50$. Допустим, что склон развивается путем параллельного отступления и прочность дайки существенно превышает прочность окружающих пород, в этом случае эффект возникновения положительной остаточной формы на отступающем склоне выражен особенно ярко. Пусть внутри указанного интервала $A = 0,2$, а за его пределами $A = 2$.

На рис. 27 показаны три стадии развития такого склона. На первых стадиях участки с первоначальным наклоном сохраняются в верхней и

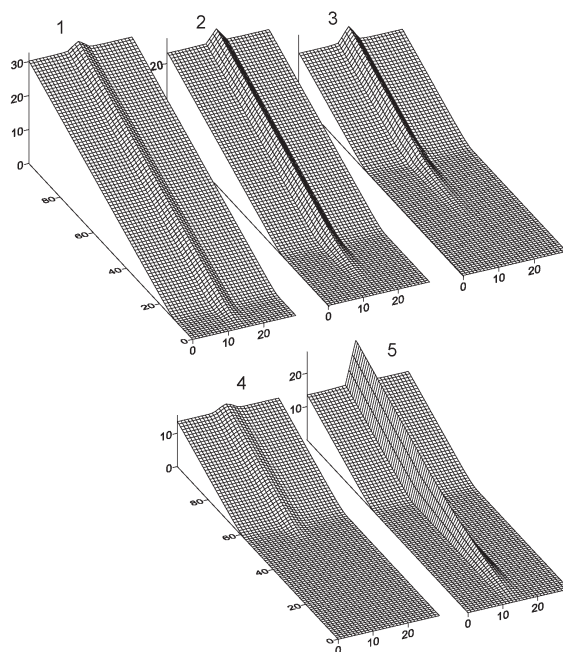


Рис. 26. Образование гребня на склоне

1–3 — стадии, соответствующие моментам условного времени $t = 4, 10, 20$, при $A = 1$ в интервале $11 < x < 17$, и $A = 3$ вне его; 4 — аналог 3, но $C = 0,5$ в указанном интервале; 5 — то же, но $A = 0,25$ в указанном интервале

нижней частях склона и в пределах самой дайки. Для вышележащей части склона дайка служит местным базисом денудации, к которому привязана постепенно расширяющаяся субгоризонтальная поверхность. Ее слабый наклон соответствует медленному снижению этого базиса, т. е. снижению вершины дайки. В нижней, быстро отступающей части склона, непосредственно под дайкой формируется крутой уступ, а у подножия склона — педимент.

Наконец, рассмотрим случай изолированной дайки, имеющей в плане квадратную форму. Пусть по оси x она занимает интервал $10 \div 20$, по оси y — интервал $40 \div 50$. Положим, как и в предыдущем случае, для пород дайки $A = 0,2$, для остального склона $A = 2$. Последовательные стадии этого процесса показаны на рис. 28. На стадии 1 мы видим только обнажившуюся вершину дайки. Поскольку она снижается гораздо медленнее, чем окружающие части склона и служит локальным базисом денудации для примыкающего к ней сверху участка этого склона, то в тылу дайки на этом участке образуется гребень, соединяющий дайку со склоном (стадия 2). Быстрое отступление боковых граней этого гребня приводит к его постепенному снижению, обгоняющему снижению самой дайки и вершина гребня «провисает» (стадия 3).

Ступенчатый купол. Еще один интересный пример избирательной денудации — развитие куполообразной положительной формы, сложенной слоями различной прочности. Пусть исходная форма представляет собой сферический сегмент радиуса 30 и высотой 20 единиц (рис. 29 (1)).

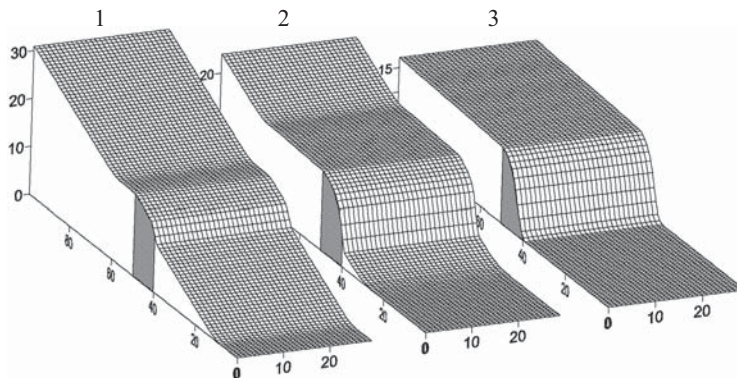


Рис. 27. Развитие склона с дайкой линейной по простиранию

На боковых гранях заштрихованы более прочные породы: $A = 0,2$ в интервале $40 \leq y \leq 50$, $A = 2$ — вне этого интервала; 1–3 — стадии, соответствующие моментам условного времени $t = 5, 15, 25$

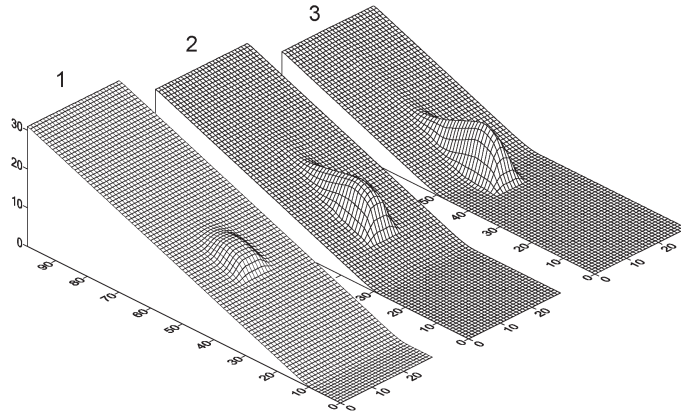


Рис. 28. Развитие склона с квадратной в плане дайкой: $A = 0,2$ при $10 \leq x \leq 20$ и $40 \leq y \leq 50$, в остальных частях склона $A = 2$; 1–3 — стадии, соответствующие моментам условного времени $t = 5, 15, 25$

Слагающие его породы в интервалах высот $7 \div 9, 12 \div 15$ и > 17 имеют относительно невысокую прочность, а в остальных повышенную: коэффициент A имеет значения соответственно $0,5$ и $0,1$. Для слабых слоев учтем также некоторое дополнительное снижение выпуклых в плане склонов, положив коэффициент C отличным от нуля: $C = 0,2$.

При этих условиях развитие данной формы будет происходить так, как показано на рис. 29 (2, 3). На поверхностях прочных слоев возникают горизонтальные ступени, которые, развиваясь, постепенно «съедают» вышерасположенную часть купола. Вначале выработка ступеней происходит довольно быстро — к моменту условного времени $t = 6$ (рис. 29 (2)) ступени уже вполне оформлены, но затем развитие замедляется и к моменту условного времени $t = 25$ (рис. 29 (3)) изменения формы невелики, лишь верхняя часть купола, частично еще сохранявшаяся на рис. 29 (2) и сложенная слабыми породами, оказывается полностью срезана. На рис. 29 (3) видно, что все ступени продолжают отступать, но медленнее, чем это происходило в верхней части купола, поскольку скорость этого отступления лимитируется скоростью отступления участков склона, сложенных прочными породами.

Как и в других случаях, введение коэффициента B , ответственного за вязкое течение увлажненного грунта на склоне, приводит к сглаживанию ступеней и соответственно к заметно худшей выраженности литоморфных особенностей рельефа, что хорошо видно из рис. 29 (4).

Иллюстрацией результата описанного процесса могут служить формы избирательной денудации в слоистых толщах. На рис. 30 (1) показан

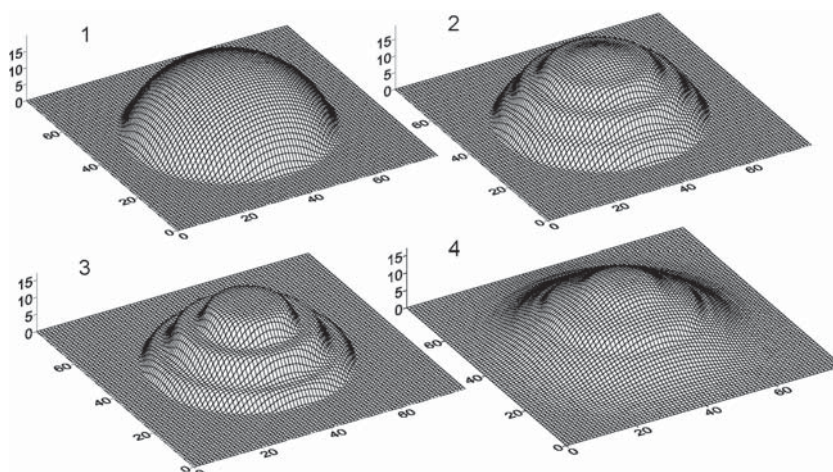


Рис. 29. Развитие ступенчатого купола: 1 – исходная форма; 2, 3 – стадии, соответствующие моментам условного времени $t = 6, 25$; 4 – аналог 3, но $B = 1$ и $B = 5$ в прочных и слабых слоях соответственно. Остальные значения коэффициентов указаны в тексте

останец (один из множества подобных ему, расположенных вблизи), выработанный в миоценовых континентально-лагунных отложениях пустыни Деште Кевир (Иран), в так называемой верхней красноцветной толще, сложенной песчаниками, аргиллитами, мергелями и т. д. — породами различной устойчивости к выветриванию [37, 44]. На рис. 30 (2) — другой останец схожей морфологии, выработанный в породах фаменского яруса девона и расположенный на левобережье р. Икан-Су, в Центральном Каратау. Возможно, что роль бронирующих пластов играют в данном случае поверхности напластования, более стойкие к разрушению.

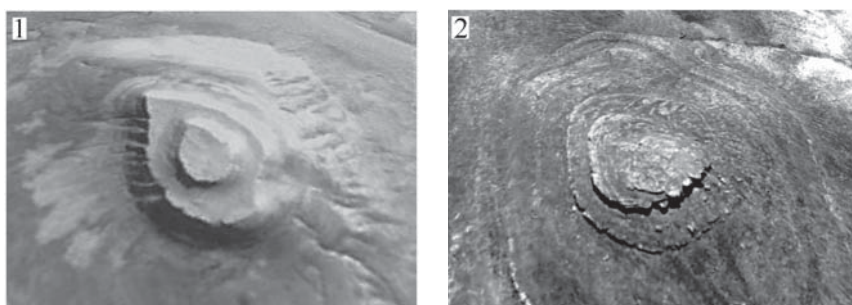


Рис. 30. Террасированные останцы: 1 — в пустыне Деште Кевир (Иран), диаметр верхней округлой ступени 15–20 м, высота холма — 10 м; 2 — в Центральном Каратау, диаметр верхнего слоя около 50 м, высота холма — 35 м

Заключение

Прежде всего, еще раз подчеркнем, что кинематические модели — одни из простейших моделей развития форм рельефа. Они позволяют прогнозировать развитие форм во времени, но требуют знания скорости снижения поверхности, имеющей те или иные морфологические параметры. Модель, рассматриваемая в данной работе, опирается на определенные предположения о зависимости этой скорости от морфологии склона и показывает, как будет развиваться рельеф при справедливости этих предположений. Хотя последние представляются достаточно логичными, они, конечно, не исчерпывают всех возможных связей между морфологией склона и скоростью его снижения. Эти связи могут быть более сложными и различаться для разных условий. Они могут быть определены путем натурных наблюдений за развитием склонов и применены вместо предложенных или наряду с ними в аналогичной модели. Вместе с тем простота кинематических моделей и отсутствие необходимости знания многих плохо известных и трудно определяемых параметров делают их использование вполне оправданным. Задавая различные значения коэффициентов основного уравнения, которые могут быть изменчивыми и в пространстве, и во времени, мы как бы управляем модельным процессом и получаем картину эволюции самых разнообразных форм.

В данной работе с помощью кинематической модели наглядно продемонстрирована последовательность развития литогенных форм рельефа. Сходство модельных форм с природными подтверждает, что исходные предположения относительно закономерностей разрушения склонов были достаточно реалистичны. Результаты моделирования показывают, что важную роль в этом процессе играют такие факторы, как соотношение прочностей и первичная морфология неоднородных пород, составляющих субстрат рельефа, а также время протекания процесса. Влияние слоев различной прочности распространяется на выше- и нижележащие части склона. Бронирующий слой с определенного момента блокирует отступление нижележащей поверхности, в результате чего возникает более крутосклонная форма. При отступании склона сложенного неоднородными породами он меняет свою конфигурацию, не оставаясь подобным самому себе, как это было бы в случае однородного субстрата.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что возникновение многих форм рельефа порожденных избирательной денудацией неоднородных пород обусловлено в первую очередь механизмом параллельного отступления склонов. Именно поэтому наиболее ярко эти черты выражены в аридных условиях, где процессы течения увлажненного грунта играют подчиненную роль.

5. Взаимодействие тектонических деформаций и экзогенного разрушения склона, сложенного неоднородным субстратом

В предыдущем разделе о кинематическом моделировании развития некоторых форм рельефа рассмотрены случаи формирования локальных морфоструктур, сложенных однородным субстратом, при одновременном действии тектонических деформаций и экзогенного разрушения склонов, выражающегося в сочетании процессов параллельного отступания, профильного и планового выколаживания склонов [8].

Также предметом анализа было формирование литогенных форм рельефа, возникающих в результате избирательной денудации морфоструктур [7]. При этом мы ограничились разбором эволюции этих форм в условиях тектонического покоя.

Эта часть работы посвящена разбору более сложного случая одновременного действия эндогенных деформаций и разрушения форм, сложенных неоднородным субстратом. Представляет интерес, насколько сильно условие этой одновременности влияет на морфологию возникающих литогенных морфоструктур, в каких случаях и чем они отличаются от возникающих при последовательном действии эндогенных и экзогенных факторов.

Методика

Использованная методика кинематического моделирования подробно объяснена нами выше (см. с. 38, 39), где в исходном уравнении, описывающем перемещение поверхности склона, коэффициенты A , B и C пропорциональны вкладам в разрушение склона за счет его градиента и кривизны поверхности.

Изменения, внесенные нами, касаются лишь особенностей задания неоднородностей субстрата, которое в данном случае оказывается более сложным. В ходе деформаций положение слоев различной прочности меняется со временем в соответствии со скоростью и характером тектонической деформации. Если при неподвижном субстрате присутствие, например, более прочного горизонтального слоя в некотором интервале высот (h_1 , h_2) задается простым условием для коэффициента A (для B и C — аналогично), например, для скорости параллельного отступания склона:

$$A = A_1, \text{ если } h_1 < h(x,y,t) < h_2 \text{ и } A = A_2 \text{ в остальных случаях,} \quad (10)$$

где $h(x,y,t)$ — текущая высота поверхности склона в точке с координатами (x,y) ; h_1 и h_2 — высоты нижней и верхней границ слоя; $A_1 < A_2$ — конкрет-

ные значения коэффициента A , — то при перемещениях субстрата положение границ h_1 и h_2 будет зависеть от времени. Так, при простом блоковом поднятии аналогичное условие запишется следующим образом:

$$\begin{aligned} A &= A_1, \text{ если } (Vt - h_1) < h(x, y, t) < (Vt - h_2) \\ &\text{и } A = A_2 \text{ в остальных случаях.} \end{aligned} \quad (11)$$

Здесь h_1 и h_2 — начальное положение границ жесткого слоя; V — скорость поднятия; t — время (продолжительность подъема). При наклонном поднятии, если его скорость линейно возрастает, например, по оси y от 0 у подножия склона при $y = 0$, до Vt , при $y = L$, вместо выражения Vt в предыдущем условии должно стоять выражение $Vt(y/L)$, где L — заложение склона.

Если слой иной прочности залегает не горизонтально, а с наклоном относительно оси x , тангенс угла которого составляет k , а глубина относительно вершины свода, например, 18 и 15, то такое же условие будет выглядеть как

$$\begin{aligned} A &= A_1, \text{ если } (kx - 18 + t) < h(x, y, t) < (kx - 15 + t) \\ &\text{и } A = A_2 \text{ в остальных случаях.} \end{aligned} \quad (12)$$

Более сложный случай — сводовое поднятие неоднородного субстрата. В этом варианте величина поднятия зависит и от плановых координат x , y , и от времени t . Пусть растущий свод, имеющий в плане форму круга радиуса r , представляет собой сферический сегмент, так что его высота постоянно растет, а кривизна увеличивается вплоть до момента, когда радиус сферы становится равным радиусу окружности, а сферический сегмент превращается в полусферу. Возьмем скорость поднятия вершины свода постоянной и равной v . Тогда скорость поднятия поверхности свода в каждой точке (x, y) будет разницей двух последовательных положений сферической поверхности с меняющимся радиусом, разделенных интервалом времени Δt , отнесенной к этому интервалу, и вычисляться по формуле

$$\begin{aligned} f(x, y, t) &= \frac{1}{\Delta t} \left(\sqrt{\frac{(v^2 t^2 + r^2)^2}{4v^2 t^2} - (x - x_0)^2 - (y - y_0)^2} + \frac{v^2 t^2 - r^2}{2vt} - \right. \\ &\quad \left. - \sqrt{\frac{(v^2 (t - \Delta t)^2 + r^2)^2}{4v^2 (t - \Delta t)^2} - (x - x_0)^2 - (y - y_0)^2} - \frac{v^2 (t - \Delta t)^2 - r^2}{2v(t - \Delta t)} \right). \end{aligned} \quad (13)$$

Здесь t — время, прошедшее с начала процесса, x_0 и y_0 — координаты оси сводового поднятия на плоскости xy , r — радиус области поднятия

на плоскости $xу$. Распределение скорости по площади меняется в зависимости от времени, прошедшего с начала деформации. На рис. 31 показаны профили функции $f(x,y,t)$ в моменты условного времени $t = 20$ и $t = 30$ при $r = 40$.

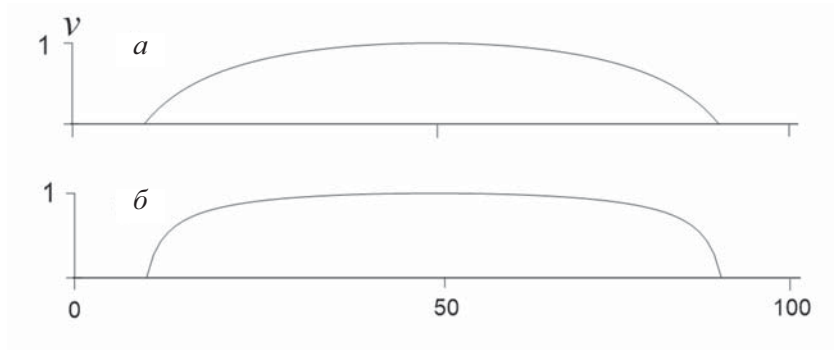


Рис. 31. Скорость поднятия свода, имеющего форму сферы с меняющимся радиусом. Последовательные положения границы полусферического купола, поднимающегося над горизонтальным нулевым уровнем (в плане)

Радиус полусферы 35, скорость поднятия 1. Оси x и y пересекаются в т. $(0,0)$. Цифры на оси x показывают расстояние (в условных единицах) и одновременно соответствуют тем моментам времени, для которых изображены границы купола (последовательность окружностей) от центра к периферии. Внешняя окружность соответствует моменту условного времени $t = 35$, v – скорость поднятия в центре свода.

Для этого случая условие существования первоначально горизонтального, но постоянно деформирующегося более прочного слоя, будет выглядеть следующим образом: если $t_1 f(x,y,t) < h(x,y,t) < t_2 f(x,y,t)$, то $A = A_1$, если это условие не выполняется, то $A = A_2$. Здесь $A_1 < A_2$ и $t_1 < t_2$ — два момента времени, определяющие мощность этого слоя; в центре поднятия она равна $v(t_2 - t_1)$.

И только если литологическая неоднородность представлена вертикальной дайкой, ее положение будет определяться пространственными координатами x и y и при вертикальном поднятии не будет зависеть от времени.

Когда условие существования неоднородного включения или тектонических деформаций задается не на всей рассматриваемой плоскости (x,y) , а в какой-то ее части, то кроме неравенств (6, 10, 11) необходимо задать еще пространственные границы этой подобласти. Для простого

прямоугольного блокового поднятия эти границы могут быть заданы условиями:

$$x_1 < x < x_2 \text{ и } y_1 < y < y_2, \quad (14)$$

где x_1 , x_2 , y_1 и y_2 — координаты границ такого блока. Если блок имеет куполовидную (полусферическую) верхнюю поверхность, то эти условия будут выглядеть несколько сложнее:

$$((x - x_0)^2 + (y - y_0)^2) < (2R_0t - t^2), \quad (15)$$

где x_0 и y_0 — координаты вершины купола на плоскости; R_0 — радиус купола. Неравенство (5) отвечает требованию, чтобы точка с координатами (x, y) все время находилась внутри той части купола, которая поднялась выше нулевого уровня и горизонтальный радиус которой увеличивается по мере роста структуры от 0 до R_0 . Графически это условие проиллюстрировано на рис. 31.

Рассмотрим теперь некоторые варианты развития таких литологически неоднородных морфоструктур под одновременным действием тектонических деформаций и экзогенного отступления склонов.

Модели развития некоторых тектолитоморфных морфоструктур

Поднятие блока с вертикальной ослабленной зоной. Базис эрозии простирается вдоль правой горизонтальной оси (рис. 32) и остается на постоянном нулевом уровне. В интервале значений $28 < y < 32$ в поперечном направлении протягивается зона пород меньшей прочности, чем окружающие (ослабленная зона). Весь блок размером 100×60 поднимается со скоростью $V = 1$ до момента условного времени $t = 30$, после чего поднятие останавливается, но склоны продолжают отступать.

Пусть скорости отступления склонов в основном массиве блока будут определяться следующими значениями коэффициентов: $A_1 = 1$, $B_1 = 0,1$, $C_1 = -0,3$. В пределах ослабленной зоны примем значения коэффициентов равными $A_2 = 2$, $B_2 = 0,1$, $C_2 = 0$. Таким образом, скорость отступления склонов в ослабленной зоне в 2 раза больше, чем вне ее. Небольшие отличные от нуля значения коэффициентов B и C введены для большей устойчивости решения и совершенно не влияют на основной результат. Последовательные стадии такого процесса показаны на рис. 32. В процессе поднятия блока благодаря отступанию формирующегося уступа происходит формирование склона, обращенного к продольному (вдоль

правой оси) базису, и поперечной V-образной ложбины вдоль ослабленной зоны. Угол этого склона и боковых склонов ложбины определяется коэффициентом A_1 , а угол продольного профиля ложбины — коэффициентом A_2 . Для примера на рис. 32, *а* показана поперечная ложбина, сформировавшаяся к моменту условного времени $t=30$ (т. е. как и на рис. 32, *б*) при увеличении A_2 в 4 раза. Продольный склон и высота блока практически не меняются, но ложбина прорезает поднимающийся блок на значительно большую длину, чем в тот же момент времени на рис. 32, *б*.

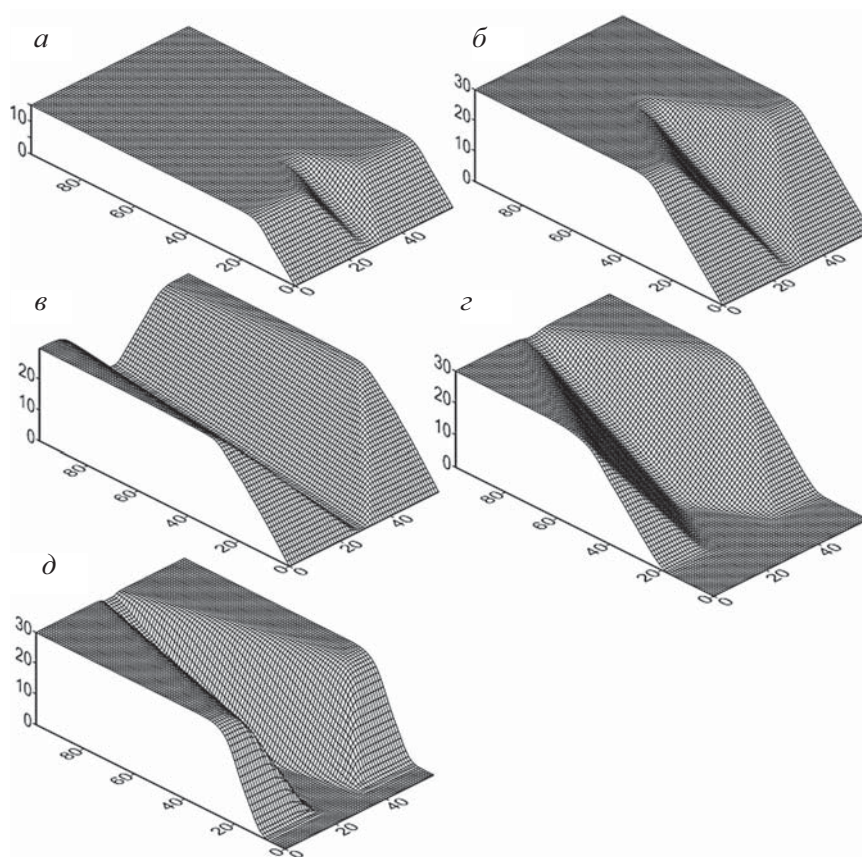


Рис. 32. Поднятие и одновременное разрушение блока с ослабленной поперечной зоной

а–б — стадии процесса, соответствующие моментам условного времени $t = 15, 30, 50$; *г* — соответствует стадии *б*, но при вчетверо меньшей прочности пород поперечной ослабленной зоны; *д* — соответствует стадии *в*, но с меньшей скоростью отступления склонов за пределами ослабленной зоны (см. пояснения в тексте)

Пока продолжается поднятие блока, формирующийся продольный склон опирается непосредственно на продольный базис эрозии (рис. 32, *а, б*). Начиная с того момента, когда поднятие прекращается, у подножия этого склона, который по-прежнему продолжает отступать, возникает постепенно расширяющаяся горизонтальная ступень-педимент (рис. 32, *в*). Ее ширина (как и угол продольного склона) зависит от коэффициента A_1 . Так, на рис. 32, *д* показан результат развития формы, аналогичный изображенному на рис. 32, *в*, но при $A_1 = 0,5$. В этом случае во время поднятия формируется более крутой продольный склон, а затем у его подножия — более узкий педимент.

Самая интересная особенность такого развития состоит в том, что пока продолжается одновременное поднятие блока относительно продольного базиса и снижение склонов, поперечная ложбина на всем своем протяжении, в том числе и в устьевой части, сохраняет V-образный профиль, ширина дна которого определяется только шириной ослабленной зоны. Но после прекращения поднятия (или, что в данном случае, аналогично прекращению врезания продольной долины) ложбина, начиная с ее устья, расширяется и приобретает в сечении корытообразную форму. Приустьевые склоны ложбины отступают, как и основной продольный склон, и педимент, формирующийся у подножия последнего, проникает внутрь ложбины, образуя ее плоское днище.

На рис. 33 можно видеть примеры ложбин с узким устьем, свидетельствующим о продолжающемся опускании базиса эрозии этих ложбин.

Поднятие блока с твердой вертикальной дайкой. Гребень, соответствующий такой дайке, возникает сразу же, вместе с формированием самого наклонного склона. Его протяженность вкrest простирания склона растет одновременно с длиной склона (рис. 34, *а, б*). По завершении поднятия гребень отступает вместе со склоном, сохраняя свою форму. На расширяющемся горизонтальном подножии склона на некотором протяжении сохраняется выступ дайки, постепенно выполаживающийся до полного исчезновения (рис. 34, *в*). Этот этап развития практически идентичен описанному выше отступанию склона с линейной дайкой в условиях тектонического покоя (рис. 22). На нижнем и верхнем краях дайки она оказывается срезанной, и пока склон короткий, форма гребня заметно отклоняется от линейной, что особенно заметно при большой разнице в прочности пород дайки и основного склона. Это хорошо видно на рис. 34, *г*, где скорость отступания склонов гребня в 2 раза меньше, чем на рис. 34, *б, в*, и соответственно высота гребня больше, а склоны круче.

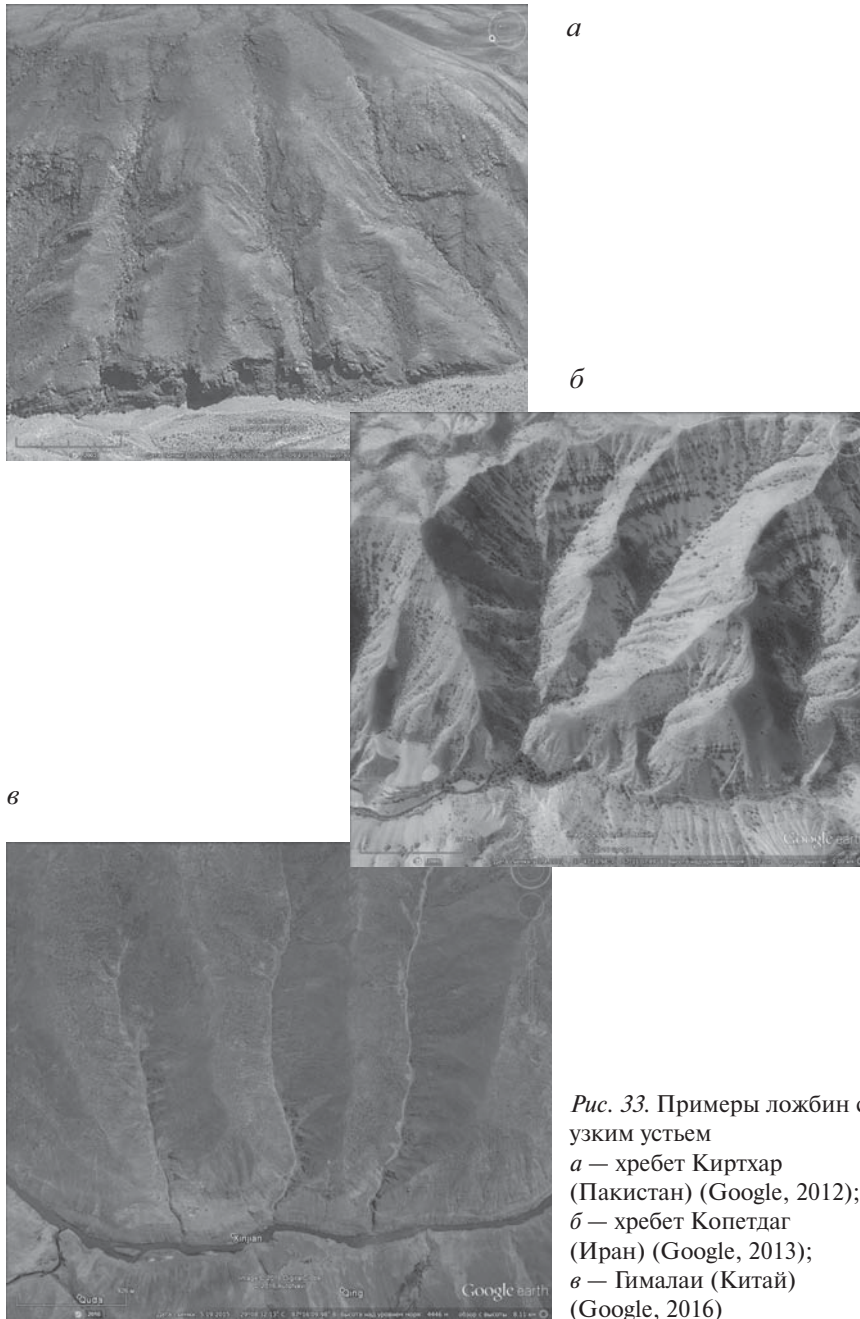


Рис. 33. Примеры ложбин с узким устьем
а — хребет Киртхар (Пакистан) (Google, 2012);
б — хребет Копетдаг (Иран) (Google, 2013);
в — Гималаи (Китай) (Google, 2016)

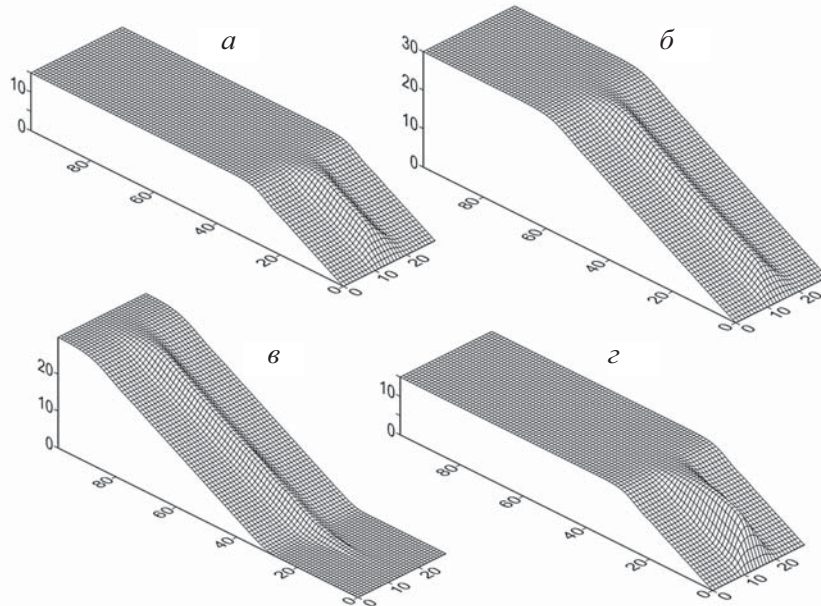


Рис. 34. Поднятие блока с твердой вертикальной дайкой
a–в — стадии процесса, соответствующие моментам условного времени $t = 15, 30, 45$. При $t = 30$ поднятие прекращается. Вертикально залегающий слой пород повышенной прочности занимает интервал $10 < y < 20$. Внутри и вне этого интервала значения коэффициента A равны соответственно 1 и 2, коэффициенты B и C везде равны 0; *г* — аналог *a* при условии, что для дайки коэффициент $A = 0,5$

Если рассматривать **наклонно** поднимающийся блок с более прочной поперечной (к простиранию склона) дайкой, то образующаяся форма оказывается как бы наложением двух полученных ранее: для гребня на склоне без тектонического поднятия [8] и косо го поднятия однородного склона [7]. В этом случае возникает слегка вогнутая поверхность с гребнем, протягивающимся по всей длине склона вплоть до самой низкой, субгоризонтальной его части.

Этот результат показан на рис. 35, *a*. Стадия формирования соответствует моменту условного $t = 30$ (поднятие еще не прекратилось). На рис. 35, *б* мы видим результат развития склона при существовании на нем поперечной ослабленной зоны. Здесь $t = 60$ (поднятие к этому моменту продолжается), внутри слабой зоны, занимающей интервал $28 < y < 32$, $A = 2$, вне зоны $A = 1$. Так же как и в случае простого блокового поднятия, при наклонном устье образующейся ложбины остается узким, пока

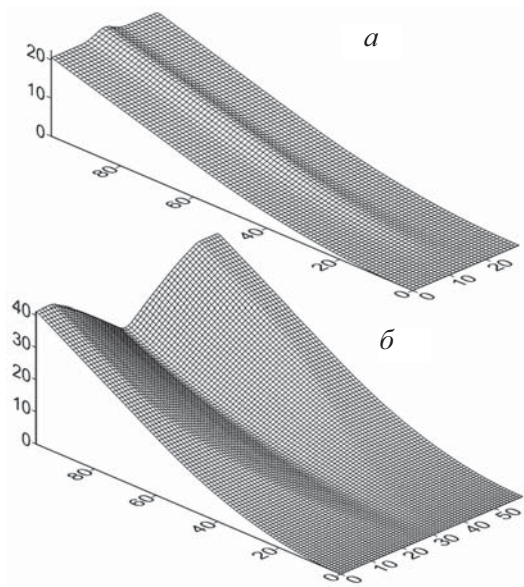


Рис. 35. Наклонное поднятие с прочной дайкой и с ослабленной зоной (пояснения в тексте)

это поднятие продолжается (что и показано на рис. 35, б), а после его прекращения у подножия склона развивается горизонтальная площадка, а устье ложбины расширяется. Продольный профиль образующегося гребня, так же как и ложбины, повторяет вогнутость основного склона.

Блоковое поднятие купола с неоднородным слоем. В этом случае предполагается поднятие блока — купола с полусферической внешней поверхностью. При этом диаметр поднятия в плане постепенно увеличивается до диаметра этой полусферы, после чего поднятие прекращается (как это хорошо видно из рис. 31). В реальности такой случай может соответствовать, например, откапыванию более прочной дайки из-под рыхлых пород, поверхность которых служит при этом базисом для разрушения склонов дайки, уровень которого понижается. Сама дайка предполагается неоднородной с горизонтальным слоем повышенной или пониженной прочности на некотором уровне.

Рассмотрим вначале вариант с более прочным слоем. Пусть сам купол имеет радиус поверхности 48 (в условных, модельных единицах), кровля более жесткого горизонтального слоя залегает на глубине 7 единиц от поверхности, а сам слой имеет мощность 3 единицы. По мере поднятия купола, в момент условного времени $t = 7$ более прочный слой достигнет нулевого уровня и в дальнейшем будет подниматься все выше. Положение такой структуры (в профиль) при поднятии ее за 15 единиц условного времени при скорости $V = 1$ и при отсутствии экзо-

генного разрушения склонов показано на рис 36, *a*. Горизонтальные линии, проходящие на уровнях $Z = 6 - 8$, показывают положение более прочного слоя в условного времени момент $t = 15$.

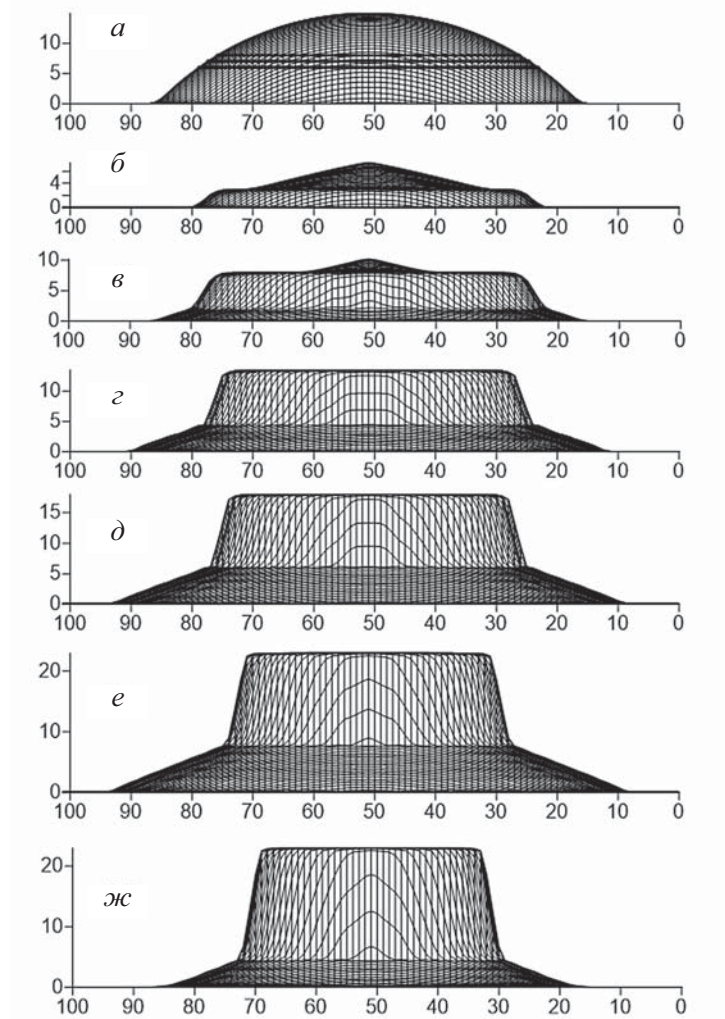


Рис. 36. Поднятие круглого блока с полусферической верхней поверхностью и прочным горизонтальным слоем

a — при отсутствии экзогенного отступания склонов; соответствует моменту условного времени $t = 15$. Жирные горизонтальные линии показывают положение прочного слоя; *б–ж* — стадии одновременного поднятия и разрушения блока, соответствующие моментам условного времени $t = 10, 15, 20, 25, 30$ и 35

Зададим скорости отступления склонов дайки в соответствии с выражением (10): $A = 0,1$, если $(Vt - 9) < h < (Vt - 7)$ и $A = 1$ в остальных случаях, а коэффициенты B и C положим равными 0. При таком соотношении коэффициентов рассмотрим развитие неоднородного купола.

Последовательные стадии процесса показаны на рис. 36, б–ж. За первые 10 единиц времени купол поднимается на 10 пространственных единиц, а прочный слой окажется на высоте 3 единицы (рис. 36, б). Верхняя часть купола, сложенная податливыми породами ($A = 1$), разрушается путем отступления склонов, причем твердый слой ($A = 0,1$) служит как бы базисом, и по его поверхности начинает формироваться горизонтальная ступень. Склоны верхней части оказываются спрямленными (как это и должно происходить для неподвижной относительно базиса формы [5]). К моменту условного времени $t = 15$ верхняя часть редуцируется до небольшого останца, а под жестким слоем возникает крутой уступ, опирающийся на конический пьедестал, вырабатываемый в податливых породах (рис. 36, в).

Поскольку скорость разрушения бронирующего слоя мала и он сохраняется на протяжении всего времени блокового поднятия, медленно сужаясь, то по мере продолжения поднятия высота образующегося крутого уступа за счет снижения пьедестала растет, а диаметр уменьшается (рис. 36, б–е). Пьедестал, формирующийся из периферических участков блока, поднимающихся выше нулевого уровня, расширяется (рис. 36, в–е), пока продолжается поднятие. Пусть в момент условного времени $t = 30$ поднятие прекращается; после этого размеры пьедестала начинают быстро уменьшаться, а опирающийся на него крутой уступ продолжает сужаться, как это видно из рис. 36, ж, соответствующего моменту условного времени $t = 35$.

Несколько иная картина возникает, если в теле поднимающегося блока присутствует не более прочный, а, наоборот, более податливый горизонтальный слой. Пусть все характеристики предыдущего случая остаются прежними, за исключением того, что для всего блока $A = 1$, а для менее прочного слоя $A = 2$. Три последовательных момента развития такой растущей формы показаны на рис. 37. Поверхность поднимающегося блока в целом преобразуется из сферической в коническую, как это и должно быть для однородного блока с полусферической поверхностью. Но когда мягкий слой поднимается выше нулевого уровня, он начинает быстро разрушаться, отступая по поверхности подстилающих более прочных пород. В этом случае крутой уступ образуется в самом этом слабом слое (относительно маломощном), а вышележащие породы как бы бронируют его. Высота уступа и ширина окружающей его горизонтальной ступени изменяются незначительно (они тем боль-

ше, чем больше мощность слабого слоя), и перемещаются вверх вместе с поднимающимся блоком.

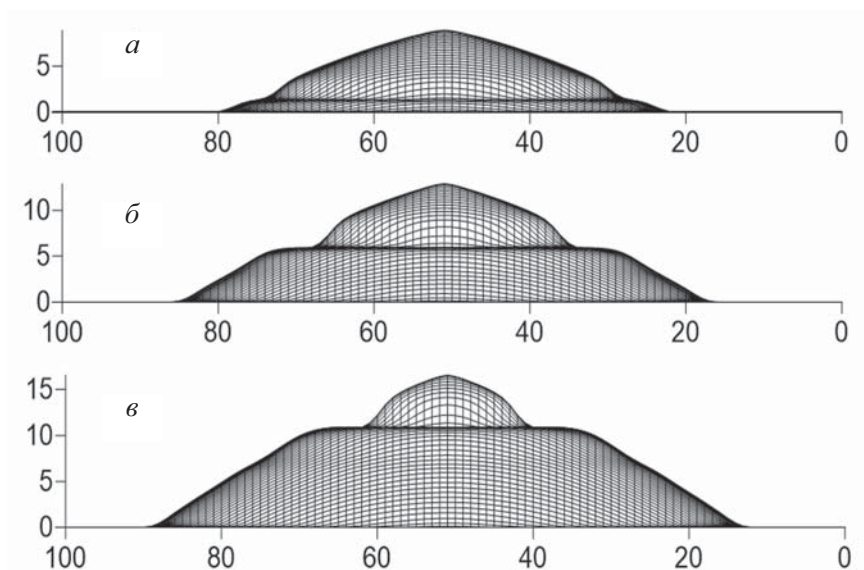


Рис. 37. Поднятие круглого блока с полусферической верхней поверхностью и горизонтальным слоем пониженной прочности
a–в — стадии процесса, соответствующие моментам условного времени $t = 10, 15, 20$

В заключение рассмотрим другой вариант роста куполовидной структуры, внутри которой более прочный слой расположен не горизонтально, а с наклоном. Радиус верхней поверхности купола составляет 35 модельных единиц, скорость поднятия и соотношения коэффициентов те же, что и на рис. 6, но положение прочного слоя задается немного сложнее. Условие (13) остается без изменений, а наклон слоя с коэффициентом $A = 0,1$ по оси x обеспечивается выполнением неравенства (14), в чем легко убедиться, подставляя в него различные значения x :

$$A = 0,1, \text{ если } (0,25x - 18 + t) < h(x,y,t) \leq (0,25x - 15 + t) \\ \text{и } A=1 \text{ в остальных случаях.} \quad (14)$$

На рис. 38 показаны результаты развития такой структуры.

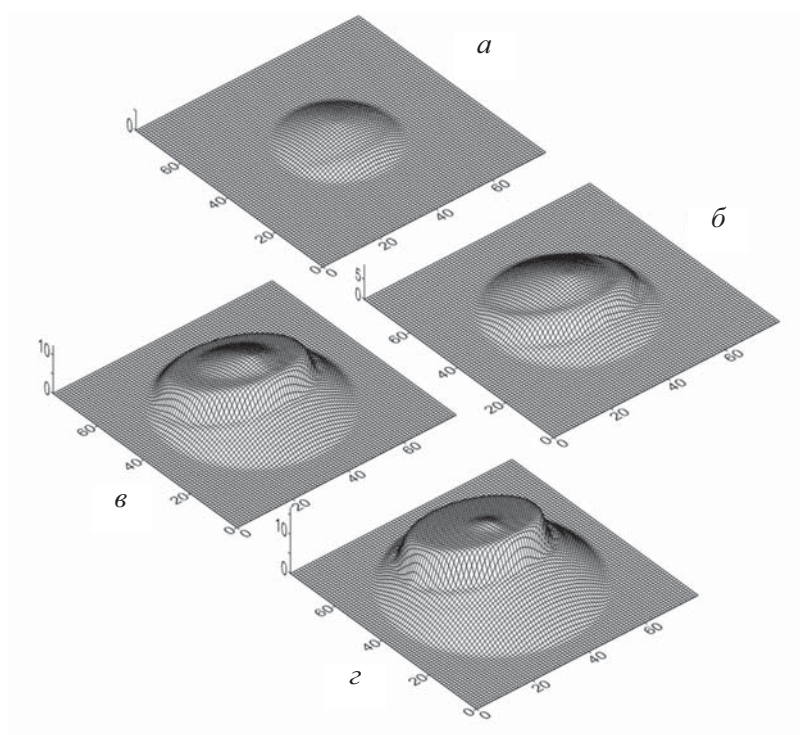


Рис. 38. Поднятие круглого блока с полусферической верхней поверхностью и наклонно расположенным слоем повышенной прочности
 $a-g$ — стадии процесса, соответствующие моментам условного времени $t = 5, 10, 15, 20$; радиус верхней поверхности блока 35

Заключение

Приведенные примеры, конечно, не охватывают всех случаев образования рельефа, возникающего при одновременном действии эндогенных и экзогенных (денудационных) процессов. Но мы надеемся, что предлагаемый нами метод кинематического моделирования применим не только в случаях, рассмотренных в данной работе и во многих других. На перспективность кинематического моделирования указывает большое сходство облика получаемых моделей с реальными формами рельефа. Он позволяет объяснить ряд черт современного рельефа, например наличие узких устьев у некоторых долин, и дать прогноз дальнейшего развития рельефа. Хочется добавить, что метод кинематическо-

го моделирования применим и для решения «обратной задачи» — восстановления исходных параметров рельефа, например, существовавшего до начала поднятия территории. Эти разработки могут найти применение не только в теоретической геоморфологии, но и в практике — от инженерно-геологических работ до прогноза поисков полезных ископаемых (сохранность коренных месторождений, россыпи и др.).

Список литературы

1. *Ананьев Г.С.* Динамическая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1976. 173 с.
2. *Аристархова Л.Б., Федорович Б.А.* Склоновые процессы в пустынях и полупустынях // Склоны, их развитие и методы изучения. М.: Мысль, 1971. С. 25–51.
3. *Бермант А.Ф., Араманович И.Г.* Краткий курс математического анализа. М.: Наука, 1969. 735 с.
4. *Бронгулеев В.Вад.* Двумерная кинематическая модель образования предгорной лестницы // ДАН. 2008. Т. 422. № 7. С. 1097–1100.
5. *Бронгулеев В.Вад.* Некоторые особенности развития ступенчатых склонов: результаты кинематического моделирования // Геоморфология. 2009. № 2. С. 3–11.
6. *Бронгулеев В.Вад.* Трехмерная кинематическая модель эволюции склонов // Геоморфология. 2011. № 1. С. 3–12.
7. *Бронгулеев В.Вад.* Взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов при росте локальных морфоструктур // Геоморфология. 2013. № 1. С. 3–11.
8. *Бронгулеев В.Вад.* Кинематическое моделирование развития литогенных форм рельефа // Геоморфология. 2014. № 2. С. 3–13.
9. Геологические карты. URL: <http://www.onegeology.org>
10. *Девдариани А.С.* Профиль равновесия и регулярный режим // Количественные методы в геоморфологии. М.: Географгиз, 1963. С. 33–48.
11. *Девдариани А.С.* Итоги науки. Геоморфология. Вып. 1. Математические методы. М.: ВИНТИ, 1966. 141 с.
12. *Девдариани А.С., Аквис Т.М.* Эволюция рельефа дна океанов атлантического типа и ее математическая модель // Геоморфология. 1988. № 2. С. 28–38.
13. *Демидович Б.П., Марон И.А., Шувалова Э.З.* Численные методы анализа М.: Наука, 1967. 368 с.
14. *Ефремов Ю.В., Шелюк А.А.* Морфология и генезис перевальных седловин и горных проходов Западного Кавказа // Геоморфология. 2012. № 3. С. 84–93.
15. Карта новейшей тектоники Северной Евразии. М-б 1:5000000 / А.Ф. Грачев. М.: ОИФЗ РАН, 1997.
16. *Кинг Л.* Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 560 с.
17. *Мозжерин В.В.* Закономерности распространения и формирования семиаридных педиментов четвертичного возраста в зарубежной Европе (библиографический обзор) // Геоморфология. 2006. № 2. С. 93–101.

18. Морфоструктура и морфоскульптура гор и общие закономерности строения рельефа СССР. М.: Наука, 1986. 193 с.
19. *Московкин В.М., Трофимов А.М.* Математическая модель развития подрезаемого склона и ее приложение к вопросу его устойчивости // Геоморфология. 1980. № 2. С. 57–65.
20. *Пенк В.* Морфологический анализ. М.: Географгиз, 1961. 359 с.
21. *Поздняков А.В.* К теории динамического равновесия рельефообразующих сил // Геоморфология. 1973. № 4. С. 92–100.
22. *Поздняков А.В.* Динамическое равновесие в рельефообразовании. М.: Наука, 1988. 208 с.
23. *Поздняков А.В., Ройхваргер З.Б.* Математическая модель развития склона при вязкопластическом смещении обломочного материала // Геоморфология. 1980. № 4. С. 54–60.
24. *Ройхваргер З.Б., Махинов А.Н.* Влияние неоднородности литологического состава пород на развитие рельефа // Геоморфология. 1984. № 1. С. 79–85.
25. Сборник задач по дифференциальной геометрии / Ф.С. Феденко. М.: Наука, 1979. 272 с.
26. *Селиверстов Ю.П.* Субпараллельное отступление склонов и длительное сохранение подобия форм // Проблемы методологии геоморфологии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. С. 103–108.
27. *Смирнов В.И.* Курс высшей математики. Т. 1. М.: Гос. изд-во физ.-мат. лит. 1962. 478 с.
28. *Тимофеев Д.А.* Поверхности выравнивания суши. М.: Наука, 1979. 272 с.
29. *Тимофеев Д.А.* Старые и новые пути развития геоморфологии // Геоморфология. 1981. № 4. С. 31–44.
30. *Трофимов А.М.* Основы аналитической теории развития склонов. Казань: Изд-во КазГУ, 1974. 212 с.
31. *Трофимов А.М., Московкин В.М.* Математическое моделирование в геоморфологии склонов. Казань: Изд-во КазГУ, 1983. 218 с.
32. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
33. *Чичагов В.П.* Аридные подгорные равнины и их организованность // Геоморфологические системы. Свойства, иерархия, организованность. М.: Медиа-ПРЕСС, 2010. 520 с.
34. *Щукин И.С.* Общая геоморфология. Т. 3. М.: Изд-во МГУ, 1974. 382 с.
35. *Щукин И.С.* Геоморфология Средней Азии. М.: Изд-во МГУ, 1983. 431 с.
36. *Ahnert F.* Functional relationships between denudation relief and uplift in large, mid-latitude drainage basins // Am. J. Sci. 1970. V. 268. P. 246–263.
37. *Amini A.* Red colouring of the Upper Red Formation in central part of its basin, central zone, Iran // J. Sci. Isl. Rep. Iran. 2001. V. 12. № 2. P. 145–156.
38. *Avouac J-Ph.* Analysis of scarp profiles: evaluation of errors in morphologic dating // JGR. 1993. V. 98. № B4. P. 6745–6754.

39. *Bogena H.R., Diekkruger B.* Modelling solute and sediment transport at different spatial and temporal scales // *Earth Surface Processes and Landforms*. 2002. V. 27. № 13. P. 1475–1489.
40. *Chant de L.J., Pease P.P., Tchakerain V.P.* Modelling alluvial fan morphology // *Earth Surface Processes and Landforms*. 1999. V. 24. P. 641–652.
41. *Culling W.E.H.* Soil creep and the development of hillside slopes // *J. Geol.* 1963. V. 71. P. 127–161.
42. *Demek J.* Cryogene processes and the development of cryoplanation terraces // *Biuletyn Peryglacialny*. 1969. № 18. P. 115–125.
43. *Dymond J.R., De Rose R.* Modelling landscape evolution in the Waipaoa catchment, New Zealand — A phenomenological approach // *Geomorphology*. 2011. V. 132. P. 29–34.
44. Geological Map of Iran 1:2500000. <http://library.wur.nl/isric/index2html?url=http://library.wur.nl/WebQuery/isric/20535>.
45. *Hilley G.E., Coutand I.* Links between topography, erosion, rheological heterogeneity, and deformation in contractional settings; Insights from the central Andes // *Tectonophysics*. 2010. V. 495. Iss. 1–2. P. 78–92.
46. *Hirano M.A.* A mathematical model of slope development. An approach to analytical theory of erosional topography // *J. Geosci. Osaka City Univ.* 1968. V. 11 (2). P. 13–52.
47. *Howard A.D.* Badland morphology and evolution: interpretation using a simulation model // *Earth Surface Processes and Landforms*. 1997. V. 22. P. 211–227.
48. *Howard A.D., Dietrich W.E., William E., Seidl M.A.* Modeling fluvial erosion on regional to continental scales // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. B7. P. 13971–13986.
49. <http://iflorinsky.narod.ru/dtm.htm>.
50. *Iida T., K. Okunishi.* Development of hillslopes due to landslides // *Zeitschrift fur Geomorphologie*. 1983. Supp. 46. P. 67–77.
51. *Kirkby M.J.* Hillslope process-response models based on the continuity equation // *Spec. Publ. Inst. of British Geographers*. 1971. V. 3. P. 15–30.
52. *Mabbutt J.A.* Pediment landforms in Little Namaqualand, South Africa // *The Geographical J.* 1955. V. 121. № 1. P. 77–83.
53. *Menendes I., Silva P.G., Martin-Betancor M. et al.* Fluvial dissection, isostatic uplift, and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain) // *Geomorphol.* 2008. V. 102. P. 189–203.
54. *Morgan R.P.C., Quinton J.N., Smith R.E. et al.* The European Soil Erosion Model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments // *Earth Surface Processes and Landforms*. 1998. V. 23. № 6. P. 527–544.
55. *Pain C.F., Ollier C.D.* Inversion of relief — a component of landscape evolution // *Geomorphol.* 1995. V. 12. P. 151–165.
56. *Peeters I., Rommens T., Verstraeten G. et al.* Reconstructing ancient topography through erosion modeling // *Geomorphol.* 2006. V. 78. № 3–4. P. 250–264.

57. *Pelletier J.D.* Self-organization and scaling relations of evolving river network // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 7359–7375.
58. *Robert A.* Tectonic Geomorphology studies in South Australia: Whyalla's Scarps and Billa Kalina Basin. http://www.geologie.ens.fr/~arobert/reports/Rapport_AUS3.pdf
59. *Rosenbloom N.A., Anderson R.S.* Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. B7. P. 14013–14029.
60. *Romer W.* Multiple planation surfaces in basement region: implications for the reconstruction of periods of denudation and uplift in southern Zimbabwe // *Geomorphol.* 2010. V. 114. P. 199–212.
61. *Scheidegger A.E.* Mathematical models of slop development // *Bul. Geol. Soc. Am.* 1961. V. 72. P. 37–49.
62. *Strahler A.N.* Quantitative analysis of watershed geomorphology // *Trans. Am. Geophys. Union.* 1957. V. 38 (6). P. 913–920.
63. *Strudley M.W., Murray A.B.* Sensitivity analysis of pediment development through numerical simulation and selected geospatial query // *Geomorphol.* 2007. V. 88. P. 329–351.
64. *Tucker G.E., Whipple K.X.* Topographic outcomes predicted by stream erosion models: Sensitivity analysis and intermodel comparison // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. B9. P. 2179.
65. *Van der Beek P., Summerfield M.A., Braun J. et al.* Modeling postbreakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escarpment) margin // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. B12. P. 2351.
66. *Willgoose G.R., Sharmeen S.* A one dimensional model for simulating armouring and erosion on hillslopes: 1. model development and event-scale dynamics // *Earth Surface Processes and Landforms.* 2006. V. 31. № 8. P. 970–991.
67. *Yamato P., Mouthereau F., Burov E.* Taiwan mountain building: insights from 2D-thermomechanical modelling of a rheologically stratified lithosphere // *Geophys. J. Int.* 2009. V. 176. P. 307–326.

II. СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ¹

Эта тематика была одной из основных в работе Вадима Вадимовича на протяжении последних десятилетий. Геоморфологическое районирование имеет давнюю историю. Проводя его, одни исследователи опирались на физико-географические особенности территории, другие на генезис рельефа, наряду с которым часто учитывались типы экзогенных рельефообразующих процессов, особенности геологической структуры и новейших тектонических движений, а также ряд других параметров. Неудивительно, что карты и схемы районирования на одну и ту же территорию у различных авторов значительно различаются, исключения составляют только долины крупных рек, выделяемых всеми исследователями. «Такая картина вполне естественна, потому что разные авторы или коллективы авторов в силу стоящих перед ними задач, их возможностей, опыта и научных взглядов акцентировали свое внимание на различных аспектах рельефа и рельефообразующих процессов» (с. 6)².

Как один из вариантов проведения районирования В.Вад. Бронгулевым предложено применить кластерный анализ — формализованный подход к районированию, «который если и не давал бы однозначного решения, что, очевидно, в принципе невозможно, то хотя бы позволял воспроизводить результаты в соответствии с определенной последовательностью действий» (с. 7). Подход основан на применении кластерного анализа к территориальным ячейкам (трапециям 20' × 30'), которые характеризуются определенным набором параметров. Кластерный анализ широко используется во многих научных дисциплинах, например инженерной геологии. Очень важный момент анализа — выбор параметров. В.Вад. Бронгулеев рассматривает два варианта районирования. В один входят показатели, относящиеся к морфологии поверхности, новейшей тектонике и экзогенным процессам, включая интенсивность криогенных и термокарстовых процессов. Другой отличается большим числом параметров, куда включены, кроме геоморфологических, также ландшафтно-климатические показатели: осадки, сток, лесистость, число дней в году с температурой выше нуля, заболоченность.

Из методов кластеризации использовался метод *k*-средних, в котором количество кластеров (или типов), на которые разбивается исходная совокупность, может быть произвольным и задается заранее. Малое

¹ Составитель.

² Бронгулеев В.Вад., Жидков М.П., Макаренко А.Г. Типологическое геоморфологическое районирование Западно-Сибирской равнины // Геоморфология. 2006. № 3. С. 6–21.

число типов отражает самые общие особенности исследуемой территории. Большое число показывает их подробнее. На каком-то из этапов увеличения числа типов различия между ними становятся незначительными, и дальнейшее дробление территории делается нецелесообразным.

Методика была апробирована на нескольких крупных регионах России: Урале, Западно-Сибирской низменности, Русской равнине. С помощью кластерного анализа удалось выделить области с различными геоморфологическими режимами и геоморфологическими типами территории, что позволяет получить комплексное представление о рельефе различных районов, иногда даже более наглядное, чем дают многие типы, выделяемые на известных схемах геоморфологического районирования.

В Западной Сибири наиболее удачным был признан вариант с 11 типами, который дает достаточно подробную картину распространения современных геоморфологических режимов на Западно-Сибирской равнине при сохранении существенных различий между ними. При дальнейшем увеличении числа типов выделяемые районы «хотя и приобретают все большую однородность, но в то же время все менее отличаются друг от друга» (с. 12). Выделены как «зональные», так и «азональные» типы, повторяющиеся в различных климатических зонах.

Интересный вывод получен по Сибирским Увалам, которые хотя прекрасно выражены в орографии равнины, но ни в одном из полученных вариантов районирования не выделяются как единый район. «Это свидетельствует о том, что Сибирские Увалы заметно не отличаются от окружающих территорий ничем, кроме абсолютных высот, что, возможно, объясняется запаздыванием реакции экзогенных процессов на сравнительно недавнее и быстрое их поднятие. Геоморфологический режим и морфодинамика этой территории еще не соответствуют ее современной абсолютной высоте» (с. 19).

1. Современные геоморфологические режимы Урала³

Введение

Геоморфология различных регионов Урала описана в многочисленных трудах В.А. Варсонофьевой, Д.В. Борисевича, С.Г. Боча, Н.И. Краснова, Г.В. Вахрушева, Н.В. Введенской, А.П. Рождественского, А.П. Сигова, В.П. Трифонова и многих других исследователей, уделявших значительное внимание истории развития рельефа, неотектонике, морфоструктуре и морфоскульптуре Урала. Вместе с тем сводные работы,

³ *Бронгулеев В.Вад., Жидков М.П., Макаренко А.Г.* Геоморфология. 2008. № 2. С. 72–84.

дающие общее представление о рельефе этой горной страны, немногочисленны. Вероятно, одна из наиболее исчерпывающих содержится в монографии [1]. На основе региональных и обобщающих описаний создано несколько схем геоморфологического районирования Урала в целом и его отдельных частей [1–3]. Предлагаемый в данной статье анализ современных геоморфологических режимов Урала, не претендуя на сколько-нибудь полное и подробное описание его геоморфологии, имеет целью показать некоторые общие, крупномасштабные закономерности строения рельефа и современных условий его развития, выявляющиеся при использовании этого относительно нового подхода.

Новейшая орогенная область Урала соответствует западной периферии герцинской складчатой области — в основном ее миогеосинклинальной зоне. Переживший после раннетриасового орогенеза несколько эпох выравнивания, Урал на новейшем тектоническом этапе испытал поднятие, морфологически выделившее его как линейный хребет, протянувшийся с юга на север на 2400 км. Величина поднятия сильно дифференцирована: от первых сотен метров на границе Среднего и Южного Урала до более 1000 м на Полярном Урале [4, 5]. На Геоморфологической карте СССР Уральские горы отнесены к категории омоложенных эпициплатформенных⁴ гор и к морфоструктурному типу структурно-денудационных сводово-глыбовых хребтов и массивов [6]. Некоторые исследователи рассматривают Урал как остаточные герцинские горы, отводя неотектонике очень скромную роль [7], другие считают их возрожденными горами [8, 9]. Вместе с тем Урал очень неоднороден, причем не только по условиям современного рельефообразования и морфоскульптуре, но и по интенсивности «омоложения» и орографической выраженности. Геоморфологическую неоднородность Урала отмечал А.П. Рождественский [10], указывая на новейшие поперечные ундуляции, объединяющие горную страну и прилегающие древние платформы. Ю.А. Мещеряков, вслед за А.П. Рождественским, считал его сложным гетерогенным образованием, включающим как орогенические (северная и южная части Урала), так и платформенные (Средний Урал) области [11].

При геоморфологическом районировании Урала М.С. Калецкая и А.П. Сигов в качестве крупнейших его подразделений — провинций — в соответствии с меридиональным простираем структурно-тектонических зон выделили провинции равнин Предуральского прогиба, предгорий западного склона, предгорий восточного склона и провинцию осевой зоны [1]. Субширотными границами провинции делятся на рай-

⁴ В сочетании с определением «эпициплатформенные» уместнее было бы слово «возрожденные».

оны, в основе которых также лежат морфоструктурные выделы, но при этом они различаются и по морфоскульптурным признакам. Районы традиционно называются Заполярный, Полярный, Приполярный, Северный, Средний и Южный Урал. Близкая система районирования предложена Г.С. Ананьевым [2]. Эти особенности строения рельефа Урала отражаются и в схемах физико-географического районирования. Но в них высший ранг занимают, как правило, широтные области, внутри которых выделяются меридионально вытянутые провинции — западного и восточного склонов и центральной части Урала [12, 13].

Проведенное ранее выделение современных геоморфологических (экзогеодинамических) режимов Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформенных равнин с помощью кластерного анализа показало, что этот подход позволяет получить комплексную геоморфологическую характеристику территории и выполнить ее районирование по типу режимов [14]. В данной работе мы попытались применить этот подход для территории Урала с целью описания его современных геоморфологических режимов — их свойств и особенностей пространственного распределения, а также с целью сравнить типологическое районирование Урала по характеру режимов с существующим геоморфологическим районированием [1] этой горной страны. Вместе с тем было интересно проверить, как работает методика, использованная ранее лишь для равнинных территорий.

Методика

В качестве границ Урала были взяты границы неотектонической орогенной области (в пределах континента) по Карте новейшей тектоники Северной Евразии [5]. В этих границах для 380 территориальных ячеек $20' \times 30'$ были получены оценки 16 характеристик, описывающих морфологию (абсолютные высоты и градиенты высот), неотектоническую активность (величины новейших поднятий и их градиенты), интенсивность экзогенных процессов (глубина, густота и интенсивность расчленения, заболоченность, балльные оценки карста, оползней, гляциальных и термокарстовых процессов) и некоторые ландшафтно-климатические факторы рельефообразования (лесистость, среднеголетние осадки и сток, число дней в году с температурой выше $0\text{ }^{\circ}\text{C}$). Использовались топографические (м-ба 1:300000), тематические карты и литературные источники [15–21 и др.]; балльные оценки рассчитывались по распространенности соответствующих форм рельефа и по данным о распространении современных ледников. Естественно, эти оценки довольно грубы, но другой возможности включить в анализ такие важные экзодинамические процессы не было. За средние абсолютные высоты принималась полусумма

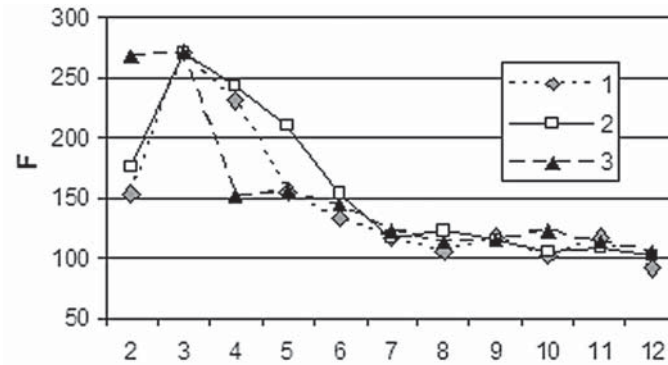


Рис. 1. Среднее F-отношение для различного числа режимов
 1 — выбор начальных центров на равном расстоянии друг от друга; 2 — то же на максимальном расстоянии; 3 — в качестве начальных центров взяты первые номера ячеек в базе данных (южное окончание Урала)

максимальной и минимальной отметок, причем эта величина рассчитывалась для четырех ячеек $10' \times 15'$, а затем усреднялась.

Особенности метода k-средних кластерного анализа, с помощью которого проводилось выделение режимов, рассматривались нами ранее [22] и подробнее описаны, например, в работах [23, 24]. Напомним лишь, что использовались стандартизированные переменные, при выборе вариантов кластеризации принималось во внимание среднее по всем переменным значение F-отношений, а также логичность и удобство интерпретации результата.

Из множества возможных кластерных решений были выбраны два варианта — трех и девяти кластеров; в обоих случаях начальные центры кластеров задавались на равных расстояниях друг от друга. Графики средних значений F-отношения приведены на рис. 1.

Результаты и обсуждение

Три режима. В этом случае Урал разбивается на три практически целостные области. Это, конечно, очень грубое деление, но данный вариант — три кластера — является самым устойчивым из всех: результат не зависит от выбора начальных центров, а среднее F-отношение максимально.

На рис. 2, а показаны средние значения стандартизированных переменных для каждого кластера с 95%-ми доверительными интервалами. Хорошо видно, что лишь в немногих случаях наблюдаются перекрытия доверительных интервалов, т.е. различия кластеров выражены весьма четко по большинству переменных.

На рис. 2, б показано пространственное расположение областей, занятых этими тремя геоморфологическими режимами. Первый из них занимает наиболее высокую часть северной половины Урала. Вне этой области существует единственная ячейка, принадлежащая к этому же типу: она расположена в горном узле Южного Урала, в районе г. Ямантау. Узкие полосы западных и восточных предгорий севернее 64° с. ш. относятся к другому режиму — они объединены с территорией Пай-Хоя и прилегающих участков Большеземельской тундры. Южный и Средний Урал вместе с западными и восточными склонами Северного Урала отвечают третьему режиму, занимающему самую большую площадь.

В табл. 1 приведены средние значения всех показателей для каждого из режимов. Первый режим характеризуется максимальными значениями

Таблица 1

Средние значения переменных для трех режимов

Параметры	Номера режимов			F*
	1	2	3	
Высота, м	565	399	133	195
Градиент высоты, м/км	3,02	1,70	1,48	39
НТ, м	588	436	197	179
Градиент НТ, м/км	3,44	1,80	2,66	38
Глубина расчленения, м	545	123	37	605
Густота расчленения, км/км ²	0,93	0,85	1,33	43
Интенсивность расчленения	513	114	48	381
Интенсивность карстовых процессов, баллы	0,4	1,3	0,3	17
Интенсивность оползневых процессов, баллы	0,0	0,4	0,6	18
Интенсивность термокарста, баллы	0,1	0,0	2,3	1605
Гляциальные процессы, баллы	1,6	0,0	0,0	34
Заболоченность, %	2	4	6	9
Лесистость, %	38	67	11	102
Число дней в году с t > 0°C	134	190	123	669
Осадки, мм/год	884	670	614	61
Сток, мм/год	765	265	435	299

* F — отношение межгрупповой дисперсии (между режимами) к внутригрупповой; показывает степень «разделенности» режимов по данной переменной.

ми высот, амплитуд новейших поднятий, их градиентов, показателей эрозийного расчленения, величин осадков, стока и интенсивности современных гляциальных процессов. Холодные условия создают здесь возможность для широкого развития нивальных, морозных и мерзлотно-солифлюкционных процессов. Это режим интенсивного эрозийного расчленения и ледниковой обработки в условиях новейших поднятий, холодного климата и значительного увлажнения. Ему соответствует рельеф, имеющий в большей или меньшей степени альпинотипный характер, хотя, конечно, участки с собственно альпинотипным рельефом в его пределах немногочисленны.

Второй режим по сравнению с первым характеризуется меньшими высотами и амплитудами новейших поднятий, меньшими их градиентами, а главное — существенно меньшими глубиной и интенсивностью расчленения при почти такой же густоте. Его климатические особенности — несколько меньшие осадки и значительно меньший сток; лесистость, напротив, максимальна. В пределах территории, занятой этим режимом, заметно развиты карстовые и оползневые процессы. В целом этот режим можно считать режимом переходного типа между собственно горным и режимами окружающих Урал равнин.

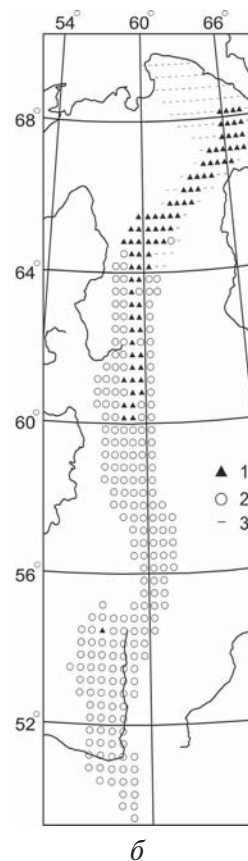
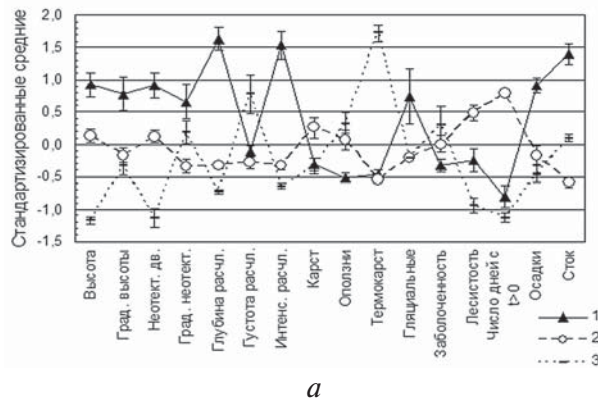


Рис. 2. Три геоморфологических режима Урала
 а — стандартизированные переменные; 1–3 — номера режимов. Вертикальные отрезки — доверительные интервалы с уровнем значимости 95%; б — пространственное расположение

Третий режим по всем высотно-тектоническим признакам относится к типу равнинно-платформенных. Показатели абсолютной высоты, новейших движений, глубины расчленения не выходят за пределы значений, типичных для Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин; несколько повышены градиенты новейших движений. Здесь максимальны густота расчленения, заболоченность и интенсивность термокарста при почти нулевой лесистости. Хотя эта территория лежит в пределах новейшей орогенной области, ее современный геоморфологический режим нельзя отнести к горным — это типично платформенный режим тундровых равнин приполярных районов.

Судя по величинам F-отношений (табл. 1), в выделении этих трех режимов наибольшую роль сыграли абсолютные высоты, неотектоника, сток, лесистость и температура, а также интенсивность термокарста, т.е. высотно-тектонический и климатический факторы, в основном определяющие общий облик рельефа. Существенно меньший вклад внесли заболоченность, оползневые, карстовые и гляциальные процессы, т.е. морфоскульптурные характеристики, имеющие более локальное распространение. Роль последних существенно увеличивается при более дробном разделении территории.

Девять типов режимов. Во втором варианте были выделены девять типов режимов. Их расположение показано на рис. 3, а средние значения показателей приведены в табл. 2. Рассмотрим эти типы в порядке убывания их средней высоты.

Рис. 3. Пространственное расположение девяти геоморфологических режимов Урала. 1–9 — номера режимов

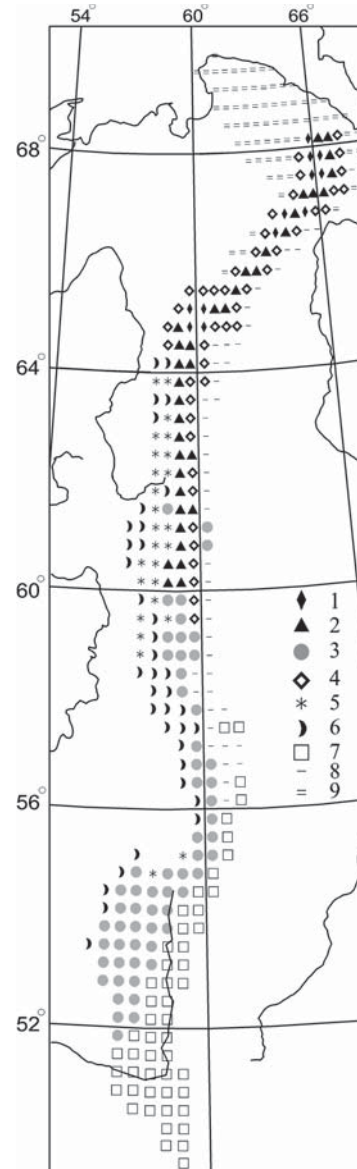


Таблица 2

Средние значения переменных для девяти режимов

Параметры	Номера режимов									F
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Высота, м	714	635	560	396	393	345	365	196	131	116
Градиент высоты, м/км	2,36	2,01	2,09	4,31	2,43	1,54	1,08	1,16	1,30	43
НТ, м	663	673	543	456	485	393	387	289	181	85
Градиент НТ, м/км	4,01	2,20	1,22	4,65	2,96	1,89	1,09	2,48	2,54	37
Глубина расчленения, м	666	617	173	355	205	121	60	43	39	189
Густота расчленения, км/км ²	1,00	0,94	1,03	0,87	0,84	0,97	0,87	0,42	1,53	42
Интенсивность расчленения	669	588	185	304	174	117	60	20	54	127
Интенсивность карстовых процессов, баллы	0,2	0,4	0,7	0,5	5,5	1,3	0,7	0,0	0,4	70
Интенсивность оползневых процессов, баллы	0,0	0,0	0,1	0,1	0,8	1,6	0,0	0,0	0,7	79
Интенсивность термокарста, баллы	0,1	0,0	0,0	0,3	0,1	0,1	0,0	0,9	2,3	128
Гляциальные процессы, баллы	8,9	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	288
Заболоченность, %	2	1	2	4	3	2	1	17	3	48
Лесистость, %	11	41	84	48	91	87	10	70	4	120
Число дней в году с t > 0 °С	113	139	194	139	178	188	199	170	119	168
Осадки, мм/год	886	927	741	826	900	822	396	567	621	121
Сток, мм/год	839	835	267	610	488	361	78	322	422	134

Первый режим занимает несколько районов в осевой части Заполярного и Приполярного Урала. Его основной отличительной чертой является наличие ледниковых процессов переработки рельефа (балл их интенсивности соответствует числу современных ледников в ячейке). Кроме максимальных высот режим характеризуется максимальными новейшими поднятиями, глубиной и интенсивностью расчленения, максимальным стоком. Он также наиболее холодный из всех. Областям этого режима в наибольшей степени свойствен альпинотипный рельеф. Это хорошо видно на рис. 4, где показан рельеф области внутри ячейки с координатами $67^{\circ}40'$ с. ш., 66° в. д.⁵ Отчетливо прослеживаются интенсивное и глубокое расчленение, крутые склоны, следы ледниковой обработки рельефа.

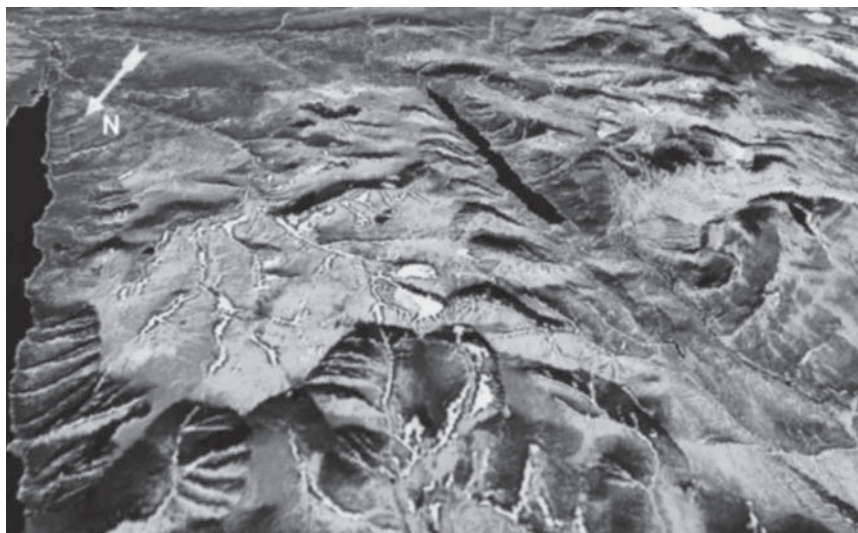


Рис. 4. Рельеф в пределах области развития первого режима. Полярный Урал, Б. и М. Щучьи озера

⁵ Координаты юго-западного угла. Ячейка, которую занимает данная территория, так же как и те, для которых показан рельеф на рис. 5–7, имеет минимальное (или близкое к таковому) расстояние до центра соответствующего кластера в пространстве переменных, т. е. ее показатели наиболее близки к средним значениям, характеризующим данный режим. С некоторыми оговорками этот рельеф можно считать наиболее типичным для данного режима. Используются космические изображения Google Earth.

Размер нижней рамки 10 км. В центре видны два каровых ледника на относительно выровненной и почти лишенной растительности поверхности водораздела (высота 800–1000 м). Горно-ледниковая морфоскульптура представлена короткими ледниковыми долинами, карами, ложбинами ручьев и временных водотоков. Отметки уреза воды Б. и М. Щучьих озер — 190 и 270 м соответственно.

Следующий, второй, режим по показателям высоты, новейших поднятий, их градиентов, расчленения не очень сильно отличается от первого, зато за счет более теплого климата лесистость почти в 4 раза больше. Основное отличие — отсутствие современных гляциальных процессов. В соответствии с этим его рельеф характеризуется более сглаженными формами, лучшей сохранностью выровненных поверхностей, что хорошо видно на рис. 5 (координаты ячейки 64° с. ш., 59°30' в. д.).

Размер нижней рамки 5 км. На переднем плане расчлененные склоны долины р. Щугор (ее излучина — в правом нижнем углу, урез воды 208 м), в центре — безлесные очертания хр. Педыиз. Несмотря на мягкие, увалистые очертания гор, эрозионное расчленение весьма интенсивно.



Рис. 5. Рельеф в пределах области развития второго режима. Полярный Урал, хр. Педыиз

Третий режим распространен в пределах осевой зоны южной половины Урала. Он занимает две отдельные области. Одна из них расположена на Среднем Урале и служит как бы продолжением осевой зоны Северного Урала (области второго режима); другая занимает наиболее приподнятую часть на юге Среднего и большую часть Южного Урала. К этому же типу принадлежат две ячейки, на восточном склоне Северного Урала и одна — на западном. Основные отличия этого режима от второго — значительно меньшие глубина и интенсивность расчленения, а также значительно меньший сток при более теплом климате и существенно большей лесистости. Хотя региональные градиенты высот здесь не меньше, чем у второго режима, но меньшая глубина расчленения обеспечивает еще большую сглаженность рельефа, придавая значительной его части холмисто-увалистый или грядовый характер (рис. 6, координаты ячейки $53^{\circ}20'$ с. ш., 57° в. д.).

Четвертый режим характеризуется максимальными градиентами высот и новейших движений. Он занимает узкие полосы, обрамляющие с запада и востока наиболее высокую часть северной половины Урала —



Рис. 6. Рельеф в пределах области развития третьего режима. Южный Урал, верховья р. Б. Нугуш

Размер нижней рамки 7 км. Видны меридионально вытянутые, залесенные хребты (справа — Колу, слева — Ардакты) высотой 600–750 м, разделенные продольными долинами. При той же густоте расчленения, что и на рис. 4 и 5, его глубина не превышает 200 м

области первого и второго режимов. В сущности, это склоны горного сооружения с достаточно глубоким и интенсивным расчленением (существенно большим, чем у третьего режима), на которых развиты, хотя и очень ограниченно, карстовые и оползневые процессы. Примером может служить территория, показанная на рис. 7 (координаты ячейки $65^{\circ}40'$ с. ш., $61^{\circ}30'$ в. д.).

Размер нижней рамки 5 км. Высоты хребта в правой части рисунка превышают 1000 м, наклонная равнина подножия (слева), занимающая большую часть ячейки, имеет высоту 200–500 м. Глубина поперечных долин порядка 300 м. В левом верхнем углу видны темные пятна леса.

Режимы западного и восточного склонов, несмотря на известные различия в климатических показателях, объединены в один тип благодаря сходству высотно-неотектонических характеристик и показателей расчленения. Тем не менее если на восточном склоне этот режим заходит на юг до Среднего Урала, то на западном он заканчивается гораздо севернее — в Приполярном Урале.

Пятый режим распространен в предгорьях западного склона, преимущественно в области Северного Урала. Ему свойственны довольно большие градиенты высот и неотектонических движений, значительная

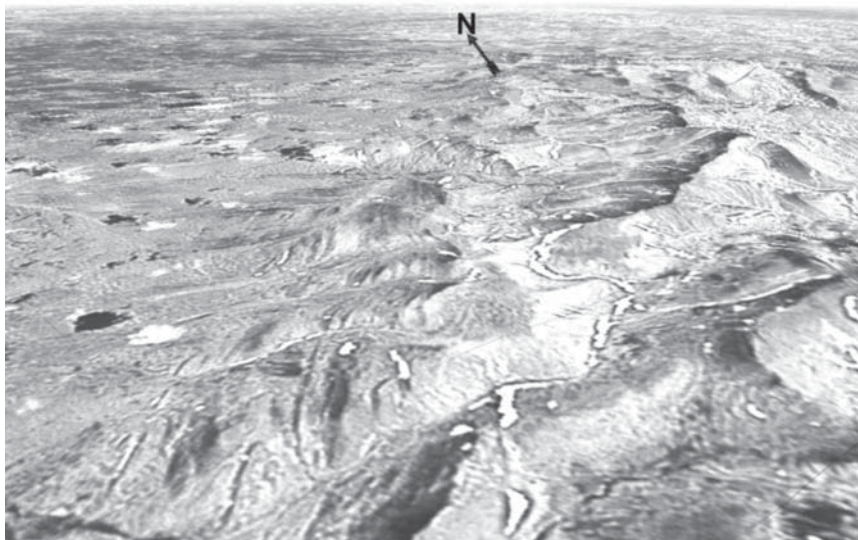


Рис. 7. Рельеф в пределах области развития четвертого режима. Полярный Урал, верховья р. Правая Грубею

глубина расчленения (больше, чем у третьего режима осевой зоны южной части Урала), обильные осадки, максимальная лесистость и высокая интенсивность карстовых процессов. Последнее — наиболее отличительная черта данного, «карстового», режима. Он характеризуется также некоторым, хотя и слабым, развитием оползневых процессов.

В предгорьях западного склона Среднего Урала и частично Северного и Южного развит шестой режим, по многим показателям не сильно отличающийся от пятого: в основном они несколько меньше; карст здесь развит слабо, но интенсивность оползневых процессов заметно больше, чем в пределах пятого, и для Урала максимальна, что придает этому режиму своеобразие как «оползневому» режиму предгорий западного склона.

Седьмой режим, развитый на юго-востоке Урала, резко отличается от всех предыдущих значительно меньшим расчленением, а также заметно меньшими градиентами высот и неотектоники, несмотря на то что его средняя высота даже немного больше, чем у предыдущего (ради удобства изложения здесь мы отклонились от высотной последовательности в описании). Отличие состоит и в большей сухости климата: ему свойственны минимальные для Урала осадки и сток, максимальные температуры, низкая лесистость. Территориально ему соответствует западная часть Зауралья пенеппена. По своим высотно-тектоническим характеристикам и расчленению он приближается к некоторым режимам Восточно-Европейской равнины [22], например, эрозионно-оползневому режиму активных неотектонических поднятий (шестому на рис. 6 указанной работы), хотя во многих отношениях существенно отличается от него.

Восьмой режим занимает узкую полосу вдоль восточной границы Среднего, Северного и Полярного Урала. Еще в большей степени, чем седьмой, этот режим несет черты равнинного — для него характерны повышенная по сравнению с другими режимами заболоченность, минимальные градиенты высот и показатели расчленения, заметное развитие термокарстовых процессов. Восьмой режим по своим показателям приближается к режиму западной и восточной окраин Западно-Сибирской равнины ([14], табл. 1, седьмой режим), за исключением абсолютных высот и амплитуд новейших поднятий, которые для окраинного режима равнины заметно меньше⁶.

⁶ Отметим, что значительная часть этой полосы при анализе режимов Западной Сибири вошла в территорию равнины, поскольку граница последней с Уралом бралась в указанной работе не по карте неотектоники, а по геоморфологической карте СССР.

Наконец, последний, девятый режим распространен в пределах Пай-Хоя, окружающих его низменностей и по периферии Заполярного и Полярного Урала. Он характеризует слабозаболоченную тундровую равнину с заметным развитием термокарста, максимальной густотой расчленения и минимальной глубинной эрозией. У него есть определенное сходство с режимом эрозионно-мерзлотного расчленения Восточно-Европейской равнины [20], несмотря на заметно большие значения его высотно-тектонических показателей.

Полученные при выделении этих девяти режимов значения F-отношений приведены в табл. 2; они показывают, что относительная роль экзогенных показателей в этом случае существенно больше, чем для трех режимов. Действительно, как мы видели, характерной особенностью многих режимов, наряду с другими, является преимущественное развитие какого-либо из экзогенных процессов.

Объединение режимов в группы. Легко заметить, что в этой совокупности современных геоморфологических режимов Урала выделяется группа из трех последних, которые можно отнести, скорее, к равнинным, чем к горным. Это, очевидно, связано с тем, что в качестве границ исследуемой территории были взяты границы новейшей геоструктурной области, в пределы которой попадают периферические участки горного сооружения, не являющиеся горами в полном смысле слова. Это было сделано неслучайно, так как четкая граница гор и прилегающих платформенных равнин на Урале во многих случаях отсутствует, однозначно провести ее невозможно. Некоторое расширение исследуемой области вполне допустимо, поскольку в процессе кластеризации как раз и выделяются границы режимов различного типа — горных и равнинных.

Как соотносятся девять выделенных режимов друг с другом? Расстояния между их центрами в пространстве переменных (табл. 3) показывают, что самые сходные режимы это шестой и третий: оползневый режим западного склона Северного и Среднего Урала и режим осевой зоны Среднего и Южного Урала, а два самых контрастных — первый и восьмой, т. е. гляциальный режим Полярного Урала и равнинный восточной окраины.

Судя по величине среднего расстояния между каждым режимом и всеми остальными (M), наиболее отличает от других первый, гляциальный, режим — он стоит как бы особняком; наименьшие отличия от остальных имеет третий режим — горной части Среднего и Южного Урала. Эти же особенности характеризуют первый и третий режимы при их сравнении со средними значениями переменных для всего Урала: показатели первого в наибольшей степени отличаются от общеуральских, а третьего — наиболее близки к ним.

Таблица 3

**Расстояния между центрами девяти режимов
в пространстве стандартизированных переменных**

Номера режимов	1	2	3	4	5	6	7	8	9
2	5,41								
3	7,55	4,29							
4	6,31	3,50	3,81						
5	7,97	5,10	3,69	4,14					
6	8,20	5,31	2,92	4,33	3,07				
7	8,65	6,13	3,16	5,19	5,19	4,09			
8	8,78	6,31	4,03	4,68	5,12	4,14	3,71		
9	8,54	6,41	5,16	4,87	5,68	4,56	4,51	4,33	
М*	7,68	5,31	4,33	4,60	4,99	4,58	5,08	5,14	5,51

* М — среднее расстояние между данным и всеми остальными режимами.

Интересный результат получается при иерархическом объединении девяти режимов. Выше мы рассматривали деление всей территории на три типа режимов. Выясним, дает ли объединение девяти режимов эти три типа. Каждый режим, представленный набором стандартизированных средних, служил объектом кластеризации, причем каждая переменная, для того чтобы уравнивать их вес, была еще раз стандартизирована по всем кластерам.

На рис. 8 показано иерархическое объединение девяти режимов. На определенном уровне общности выделяются три группы режимов: в одну из них входят три «горных» режима севера — первый, второй и четвертый, вторая представлена девятым, пай-хойским, режимы остальной территории образуют третью. Эти три группы (или три кластера) с точностью до нескольких ячеек соответствуют трем режимам, приведенным на рис. 2, а. Однако можно получить и другую группировку режимов. Если воспользоваться методом k-средних, то при вы-

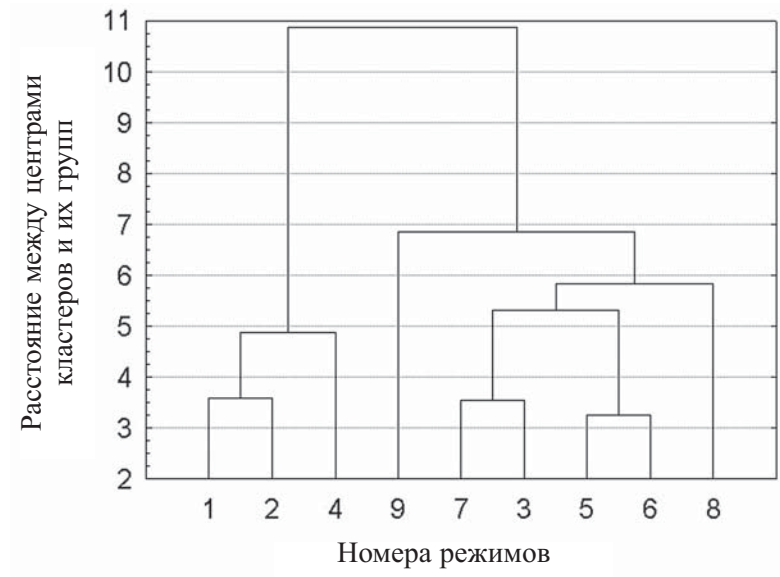


Рис. 8. Иерархическое объединение девяти режимов (эвклидово расстояние, метод Уорда [22])

боре трех начальных центров на равных расстояниях получают следующие группы: три горных режима севера по-прежнему образуют одну группу; во вторую входят два режима западных предгорий и режим осевой зоны Среднего и Южного Урала; третью группу образуют три последних режима — равнинные окраины. Каждый из этих вариантов представляет определенный интерес, отражая конкретные особенности пространственной организации современных геоморфологических режимов Урала. Если в первом случае подчеркнута специфика внутренней зоны севера, имеющей наиболее «горный» режим, и тундровых равнин северной периферии Урала (при этом большую роль играют ландшафтные признаки), то во втором кроме горного и равнинного выделяется промежуточный тип и территория как бы делится на три высотных уровня (здесь возрастает роль высотно-тектонических показателей).

Выделение режимов как типологическое районирование. Рисунки 2, б и 3, показывающие распространение режимов разного типа, одновременно представляют собой схемы типологического районирова-

ния территории по комплексу показателей. Интересно сопоставить области выделенных режимов с геоморфологическим районированием Урала, приведенным, например в работе [1].

На рис. 9 совмещены границы геоморфологических районов и девяти типов режимов. Прежде всего, следует отметить, что, как и на схеме районирования, в распределении режимов прослеживаются и продольная, меридиональная, зональность, и широтная дифференциация. Большинство режимов занимает меридионально вытянутые области, подобно провинциям на рис. 9, но при движении с севера на юг одни из них постепенно замещаются другими. На севере режимы первый, второй и четвертый соответствуют провинции осевой зоны и отчасти провинциям предгорий, но субширотные границы областей не проявляются в распределении режимов, которые создают несколько иное деление территории — здесь достаточно четко прослеживаются собственно осевая часть Урала, его крутые склоны, районы гляциального рельефа. Третий режим располагается в провинции осевой зоны Урала (I), в ее южной части, но выходит за ее границы в пределы провинций западных предгорий и южного и восточного погружений Урала (IV). Режимы западного склона Урала (пятый и шестой) и восточного склона (седьмой и восьмой) существенно различаются и примерно соответствуют провинциям предгорий западного (провинция III) и восточного (II) склонов. Трех небольшим провинциям равнин и возвышенностей Югорского п-ова (VIII, IX, X) соответствует один девятый режим.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в распределении режимов не прослеживается сплошной меридиональной зональности по всему протяжению Урала. На схеме геоморфологического районирования выделены высокого ранга, соответствующие меридиональным морфоструктурным зонам (провинции I, II, III, V), протягиваются с Крайнего Севера до южного окончания. Современные геоморфологические режимы в равной степени учитывают и морфотектонические и морфоклиматические особенности, поэтому, при движении с севера на юг режимы одной морфоструктурной зоны сменяют друг друга, причем разделяющие их границы не совпадают с границами геоморфологических областей, которые проводились также на основе морфоструктурных выделов.

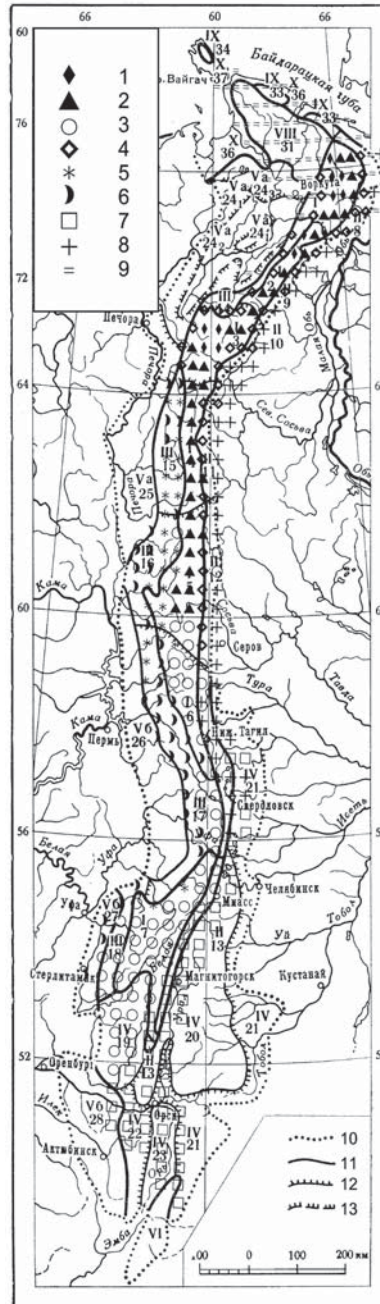
Если обратиться к подразделению Урала на три режима, то в геоморфологическом районировании мы не найдем аналога ни варианту, представленному на рис. 2, б, ни группам, возникающим при объединении режимов методом к-средних. Оба эти варианта характеризуют наиболее общие, крупномасштабные особенности горной страны.

Рис. 9. Совмещение девяти геоморфологических режимов Урала со схемой районирования по [1]

1–9 — номера режимов; границы: 10 — стран; 11 — провинций; 12 — областей; 13 — подобластей

Естественно, что районирование Урала по типу геоморфологических режимов, как самое грубое, так и более детальное, во многом не совпадает с геоморфологическим районированием, тем более что последнее является, в сущности, морфоструктурным. Вместе с тем характеристики режимов находятся в хорошем согласии с приводимыми описаниями провинций и областей, и границы между режимами по своему смыслу не противоречат границам зон и областей. Сами режимы как совокупность характеристик, присущих определенным территориям, дают новый взгляд на пространственную организацию геоморфологических условий, который в чем-то подтверждает существующее районирование, а в чем-то конкретизирует или изменяет его.

Следует отметить, что увеличение числа режимов, например, до 12 позволяет еще более детализировать полученную картину при сохранении ее принципиальных особенностей, что может быть предметом особого рассмотрения, но считать какой-то вариант кластеризации и соответственно выделяемых районов окончательным или единственно верным нельзя, что, впрочем, как правило, справедливо и для обычного районирования.



Заключение

Территория Урала в границах неотектонической геоструктурной области распадается на несколько районов, резко различных по современным геоморфологическим режимам. К собственно горным режимам можно отнести режимы, характеризующиеся максимальными величинами новейших поднятий, наиболее интенсивным и глубоким эрозионным расчленением, ледниковой обработкой, градиентами высот, холодным и влажным климатом, развитые на Северном и Полярном Урале. Режимы промежуточного между горным и равнинным типа, отличающиеся в первую очередь значительно менее интенсивным и глубоким расчленением, очень высокой лесистостью, а также меньшими высотами, градиентами рельефа и новейших движений и заметным развитием карстовых и оползневых процессов, присутствуют на западном склоне Северного и Среднего Урала и в северо-западной части Южного. Режимы, принадлежащие, скорее, к равнинному типу — с незначительным расчленением в условиях слабых новейших поднятий, развиты в периферических частях территории — в пределах Пай-Хоя, восточной окраины Урала и на юго-востоке — Зауральском плато.

Такая дифференциация проявляется как при всех вариантах дробного деления, из которых здесь был рассмотрен случай девяти режимов, так и при объединении последних в три группы.

Хотя обычно Урал относят к одному и тому же морфоструктурному типу, описанные результаты позволяют допустить возможность выделения в его пределах трех частей: собственно горной части, переходной от платформенной к горной и платформенной, что, вероятно, может быть связано с разной степенью возрождения (или омоложения). Этот вывод совпадает с заключением В.Е. Хаина: «...новейшая активизация поднятий Урала не лишила подавляющей его части платформенного характера» [25, с. 269].

Горный тип морфоскульптуры, показанный на геоморфологической карте СССР [6] как зона одинаковой ширины на всем меридиональном протяжении Урала, в действительности очень неоднороден. Судя по характеристикам режимов, на Среднем Урале он практически «выклинивается», уступая место режимам западного и восточного склонов с весьма умеренными показателями расчленения. Очевидно, ундуляция мегавала Урала — новейшей структурной мегаформы [26] — проявляется и в его морфоскульптуре.

Несмотря на то что меридиональная тектоническая зональность определяет морфоструктурную зональность Урала, отраженную и в распространении геоморфологических режимов, последние столь же

четко отражают и широтную морфоклиматическую зональность, выражающуюся в преобладании в разных режимах того или иного вида экзогенных процессов. Ни один из девяти выделенных режимов не протягивается на всю длину Урала, так что в этом отношении меридиональная зональность не является определяющей. Напротив, нам представляется, что некоторые субширотные границы, например ограничения первого режима на рис. 2, б (хотя они и не пересекают весь Урал), играют важнейшую роль в пространственной организации геоморфосистем Урала.

Отметим, наконец, что использованный подход с применением кластерного анализа оказался достаточно эффективным для анализа режимов горной страны и позволил получить некоторые интересные результаты, несмотря на довольно грубые исходные данные и большие размеры ячеек. Конечно, для гор, с их высокой пространственной дифференциацией большинства показателей, ячейки $20' \times 30'$ очень грубы, и многие геоморфологические особенности как бы «провалились» сквозь эту крупную сетку. Но отсутствие детальных данных по многим важным характеристикам вынуждает ограничиться пока этим «обобщенным» взглядом на современные геоморфологические режимы Урала.

Список литературы

1. *Калецкая М.С., Сигов А.П., Загорская Н.Г.* Урал, Пай-Хой, Новая Земля // Горные страны европейской части СССР и Кавказ. М.: Наука, 1974. С. 227–333.
2. Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. М.: Высш. шк., 1980. 343 с.
3. *Журенко Ю.Е., Зиняхина И.К.* К вопросу о геоморфологическом районировании южной части Южного Урала и прилегающей территории Западного Приуралья // Матер. по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа: БФ АН СССР, 1974. № 4. С. 8–48.
4. *Чижова Н.Г.* О новейшей тектонике Полярного Урала // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967. С. 304–310.
5. Карта новейшей тектоники Северной Евразии в м-бе 1:5000000 / А.Ф. Грачев. М.: ОИФЗ РАН, ВНИИ Зарубежгеология, 1997.
6. Морфоструктура и морфоскульптура гор и общие закономерности строения рельефа СССР. М.: Наука, 1986. 193 с.
7. *Борисевич Д.В.* Неотектоника Урала // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967. С. 300–304.
8. *Горелов С.К.* Главнейшие генетические типы горных сооружений территории СССР и проблема их происхождения // Проблемы геоморфологии гор. М.: Наука, 1984. С. 5–34.

II. Современные геоморфологические режимы и геоморфологическое районирование

9. *Рождественский А.П.* Горообразование на Урале и новейшая тектоника // Проблемы геоморфологии гор. М.: Наука, 1984. С. 182–189.
10. *Рождественский А.П.* Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М.: Наука, 1971. 120 с.
11. *Мецзяков Ю.А.* Рельеф СССР. М.: Мысль, 1972. 519 с.
12. *Гвоздецкий Н.А.* Физико-географическое районирование европейской части СССР и Кавказа // Изв. ВГО. 1960. Т. 92. Вып. 5. С. 381–391.
13. *Чикишев А.Г.* Физико-географическое районирование Урала // Тр. МОИП. М.: Изд-во МГУ, 1966. Т. XVIII. С. 7–84.
14. *Бронгулеев В.Вад., Жидков М.П., Макаренко А.Г.* Типологическое геоморфологическое районирование Западно-Сибирской равнины // Геоморфология. 2006. № 3. С. 6–21.
15. Климатический атлас СССР. М.: ГУГК, 1960. 181 с.
16. Атлас мирового водного баланса. М.: ГУГК, 1974. 65 л.
17. *Долгушин Л.Д.* Современное наземное оледенение: Справочник // Матер. гляциол. исследований. Хроника. Обсуждения. М., 2000. Вып. 88. С. 159–200.
18. Оледенение Урала: (Результаты исследований по программе Междунар. геофиз. года. Гляциология. № 16). М.: Наука, 1966. 307 с.
19. *Родионов Н.В.* Карст европейской части СССР. Урал и Кавказ. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 175 с.
20. *Горбунов К.А., Андрейчук В.Н., Костарев В.П., Максимович Н.Г.* Карст и пещеры Пермской области. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1992. 200 с.
21. Карта оценки эрозионной опасности рельефа территории СССР в м-бе 1:2500000 / Д.А. Тимофеев, Л.Н. Былинская. М.: Фонды ИГРАН, 1985. 16 л.
22. *Бронгулеев В.Вад.* Современные экзогеодинамические режимы Русской равнины // Геоморфология. 2000. № 4. С. 11–23.
23. Факторный, дискриминантный и кластерный анализ. М.: Финансы и статистика, 1989. 214 с.
24. *Боровиков В.П.* Популярное введение в программу STATISTICA. М.: Компьютер-Пресс, 1998. 246 с.
25. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
26. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М.: Пробел, 2000. 487 с.

2. Районирование севера европейской части России по факторам эрозионного расчленения с помощью факторного анализа¹

В задачах районирования территории по комплексу признаков исследователь нередко сталкивается с тем, что выделить главные признаки затруднительно, а учесть все либо невозможно, либо нецелесообразно из-за коррелированности некоторых из них друг с другом. В такой ситуации может оказаться полезным использование факторного анализа, который позволяет свести множество исходных признаков к меньшему числу факторов, независимых друг от друга и ранжированных по степени их вклада в совокупную изменчивость всего набора исходных переменных. После определения главных факторов дальнейшими шагами являются вычисление их значений в каждой точке, в которой заданы значения исходных признаков, и районирование территории по этим факторам. Такой подход описан в работе [1], где он применялся в решении задач геодинамического районирования. Примеры его использования в геоморфологии нам неизвестны.

В настоящей работе приведены результаты применения этого метода для районирования территории северо-запада Русской равнины и Балтийского щита (в пределах России) по факторам эрозионного расчленения. Исходными данными для анализа служили значения глубины эрозионного расчленения, густоты постоянных и густоты временных водотоков, максимальной и минимальной высоты, амплитуды неотектонических движений, среднегодовых сумм стока и осадков и устойчивости пород к размыву (предельной неразмывающей скорости). По первым пяти переменным данные снимались с топографических карт масштаба 1:100000 в пределах ключевых участков размером 10×10 км², остальные — по атласам и тематическим картам в тех же точках.

Основные статистические характеристики этих показателей, а также особенности их связей друг с другом описаны нами ранее [2]. Здесь мы остановимся на результатах факторного анализа, проведенного для набора из 9 перечисленных переменных. Использовался метод главных компонент и стандартизированные (т. е. приведенные к нулевому среднему и единичной дисперсии) переменные [3].

В табл. 1 представлены дисперсии факторов (так называемые собственные значения) и соответствующие этим факторам доли совокупной дисперсии всего массива данных. Из табл. 1 следует, что первые 5 факторов дают достаточно полное описание совокупной изменчивости 9 переменных (83,9%). Однако выбор оптимального количества факторов опре-

¹ Бронгулеев В.Вад. Доклады Академии Наук. 1997. Т. 352. № 1. С. 96–99.

деляется не только процентом объясненной ими дисперсии, но и возможностями дальнейшего исследования. Чем меньше число главных факторов, тем проще последующий анализ факторов и нагляднее результаты. В данном случае мы сочли возможным ограничиться первыми тремя факторами, которые характеризуют 2/3 совокупной дисперсии (66,2%), что позволит получить в итоге достаточно простое районирование.

Таблица 1

Дисперсии факторов

Фактор	Собственное значение	Процент объясненной дисперсии	Суммарный процент дисперсии
1	2,86	31,8	31,8
2	2,10	23,3	55,1
3	1,00	11,1	66,2
4	0,89	9,9	76,1
5	0,71	7,8	83,9
6	0,58	6,4	90,4
7	0,53	5,9	96,3
8	0,26	2,8	99,2
9	0,08	0,8	100

В таблице 2 приведены факторные нагрузки, представляющие собой коэффициенты корреляции факторов с переменными. Анализ факторных нагрузок позволяет дать содержательную интерпретацию выделенных факторов.

Таблица 2

Факторные нагрузки

Переменная	Фактор			
	1	2	3	4
Глубина вреза	0,74	0,31	-0,15	0,15
Густота постоянных водотоков	0,20	0,37	-0,38	-0,81
Глубина временных водотоков	0,35	0,39	-0,66	0,29
Минимальная абс. высота	0,55	-0,70	-0,06	-0,05
Максимальная абс. высота	0,93	-0,23	-0,01	0,07
Неотектонические движения	0,84	-0,23	0,17	0,00
Сток	0,22	0,68	0,26	0,01
Осадки	-0,09	-0,75	-0,13	-0,25
Противоэрозионная устойчивость пород	0,46	0,30	0,53	-0,25

В первый фактор с большими нагрузками входят максимальная абсолютная высота участка, амплитуда неотектонических движений, глубина эрозионного расчленения и минимальная абсолютная высота. Такой набор переменных позволяет трактовать первый фактор как тектонический (или высотно-тектонический).

Во второй фактор входят среднегодовая сумма осадков и минимальная высота — с отрицательным знаком — и среднегодовой сток — с положительным. Его наибольшие значения достигаются там, где базисная поверхность низкая, сток велик, осадки относительно малы. Его можно назвать фактором концентрации стока или высотно-климатическим.

Наконец, третий фактор имеет большие нагрузки на густоту временных водотоков (с отрицательным знаком) с устойчивостью пород к размыванию; его положительным значениям соответствуют точки, в которых значительна устойчивость пород и/или мала густота расчленения временными водотоками. Таким образом, этот фактор отражает устойчивость ландшафта к эрозионному расчленению.

Хотя для районирования использованы только эти три фактора, укажем, что четвертый фактор, доля которого в объяснении совокупной дисперсии составляет 9,1%, есть фактор густоты постоянных водотоков. Этот показатель — единственная переменная, входящая в четвертый фактор с высокой нагрузкой, что соответствует ранее установленной высокой степени независимости данного показателя от всех остальных [2].

После того как значения каждого из выбранных факторов закартированы в виде схем в изолиниях, само районирование может быть произведено различными способами. В зависимости от задач исследования могут быть заданы более или менее дробные интервалы значений факторов и выделены районы с различными сочетаниями их величин. Возможно выделение только экстремальных значений факторов, при этом области значений, близких к нулю, трактуются как районы средних, фоновых величин.

Вариант, представленный на рис. 1, отвечает простейшему случаю разделения каждого фактора на положительные и отрицательные значения, а районированной территории соответственно на области повышенных и пониженных значений факторов. При трех факторах это дает 8 сочетаний — 8 различных типов физико-географических выделов, в характеристику которых входят особенности рельефа, тектоники, эрозионной сети, литологии и климата. Эти сочетания факторов и определяемые ими номера типов представлены в табл. 3.

К 1-му типу относятся глубоко расчлененные возвышенности со значительными амплитудами неотектонических поднятий, относительно

небольшим количеством осадков и высокой эрозионной устойчивостью ландшафтов. Это — большая часть территории Балтийского щита, а также участки Тиманского кряжа (область наибольшего распространения выходов коренных пород) и Двинско-Мезенской возвышенности.

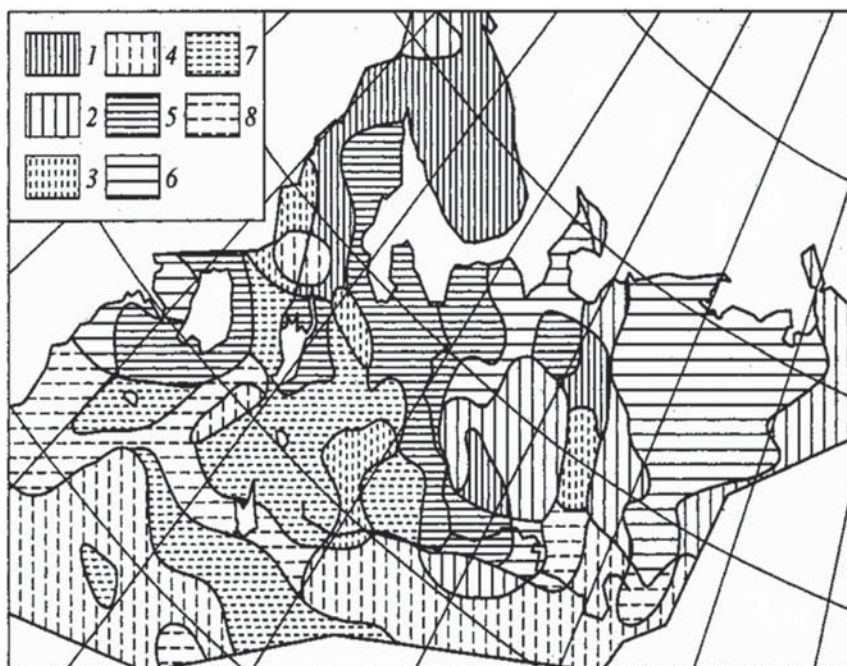


Рис. 1. Схема районирования севера европейской части России по факторам эрозионного расчленения. Условные обозначения объяснены в тексте

Таблица 3

Положительные (+) и отрицательные (-) знаки факторов для различного типа районов

Фактор	Тип района							
	1	2	3	4	5	6	7	8
1	+	+	+	+	-	-	-	-
2	+	+	-	-	+	+	-	-
3	+	-	+	-	+	+	-	-

Ко 2-му типу относятся высокоподнятые и глубокорасчлененные возвышенности, но с низкой эрозионной устойчивостью — возвышенности Приуралья, Пай-Хой, Тиманский кряж, Двинско-Мезенская возвышенность.

3-й и 4-й типы являются аналогами 1-го и 2-го, но отличаются от них увеличенными осадками, меньшим стоком и относительно высокой базисной поверхностью. Если первые два типа можно рассматривать как поднятия, компенсирующиеся глубинной эрозией рек, учитывая, что в их пределах базисная поверхность (минимальные высоты) невелики и амплитуды рельефа значительны, то вторые два можно считать возвышенностями, в пределах которых глубинная эрозия не успевает компенсировать поднятия. К 3-му типу, наименее распространенному по площади, относятся небольшие возвышенности с относительно редкой сетью временных водотоков — Западно-Карельская, Ветряный пояс и некоторые другие, к 4-му — такие крупные возвышенности, как Валдайская, Смоленско-Московская, Северные Увалы.

5-й и 6-й типы — неглубоко расчлененные невысокие равнины и низменности с большим стоком и относительно малым количеством осадков, причем к первому из них относятся районы с высокой эрозионной устойчивостью поверхности, а ко второму — с низкой. Глубина расчленения для этих типов хотя и незначительна, но близка к предельной, так как минимальные высоты малы. 5-й тип распространен в пределах низменностей, окружающих Онежское и Ладожское озера, Белое море — территорий, которые охватывались четвертичными морскими трансгрессиями. 6-й тип занимает Мезенскую и Печорскую низменности, значительная часть которых занята многолетней мерзлотой.

К 7-му и 8-му типам относятся такие же относительно низменные территории, но с большим количеством осадков и незначительным стоком. Базисная поверхность зачастую расположена здесь выше, чем в пределах типов 5 и 6. Это — низменности бассейна Верхней Волги и южная часть Псковско-Ильменской низменности.

Очевидно, что в характеристике этих восьми типов безусловно только сочетание положительных и отрицательных значений факторов. Содержательная интерпретация этих сочетаний может быть до некоторой степени субъективна.

Как видно, границы выделенных типов лишь отчасти совпадают с границами основных морфоструктур рассмотренной территории. Это совпадение обеспечивается главным образом первым фактором — высотно-тектоническим, с которым связана одна из характеристик эрозионного расчленения — его глубина. Эта же характеристика через высоту базисной поверхности связана со вторым — климатическим фактором.

Необходимо отметить, что хотя связь количества осадков с высотой местности общеизвестна, неожиданным является тот факт, что в пределах данной территории на осадки гораздо сильнее влияет положение базисной поверхности (уровень минимальных отметок рельефа), чем средние или максимальные высоты. Возможно, это объясняется своеобразной «прозрачностью» рельефа для воздушных масс выше базисной поверхности. Границы, обусловленные вторым фактором, делят территорию на две части: северо-восточную с относительным дефицитом осадков и высокой концентрацией стока и юго-западную с противоположными характеристиками. Наконец, по фактору устойчивости ландшафта к эрозионному расчленению ландшафта выделяется центральная область повышенной устойчивости, от которой эта характеристика падает как к юго-западу, так и к северо-востоку, а густота расчленения временными водотоками, напротив, в этих направлениях возрастает.

Таким образом, описанный здесь подход позволил выделить основные факторы эрозионного расчленения (в рамках использованного набора переменных) для северной части Европейской России. По трем главным факторам — высотным, тектоническим, климатическим, и эрозионной устойчивости ландшафта произведено районирование этой территории. На наш взгляд, подобный подход может оказаться эффективным при решении задач комплексного районирования в различных отраслях географии, в особенности при использовании большого числа разнородных, но взаимно коррелированных признаков.

Список литературы

1. *Бронгулеев В.Вад., Грачев А.Ф., Калашикова И.В., Магницкий В.А.* Современные движения земной коры, новейшая тектоника и физические поля Карпато-Балканского региона. Корреляционный анализ // *Физика Земли*. 1984. № 7. С. 3–12.
2. *Бронгулеев В.Вад.* Крупнейшие формы рельефа Русской равнины и их связь со строением земной коры // *Геоморфология*. 1989. № 3. С. 15–24.
3. *Афифи Ф., Эйзен С.* Статистический анализ. Подход с использованием ЭВМ. М.: Мир, 1982. 488 с.

III. О ВЛИЯНИИ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ¹

Многие работы В.В. Бронгулеева посвящены влиянию эндогенных процессов на рельефообразование. Здесь как работы, написанные в соавторстве², так и индивидуальные. Эта тематика весьма обширна, и нерешенные проблемы в ней (как и вообще в науке) преобладают. Среди них остановимся на нескольких, в решение которых Вадим Вадимович внес значительный вклад.

Роль изостазии в рельефообразовании

В упомянутой выше работе («Вязкое растекание коры как фактор, ограничивающий рост гор», напечатанной в 1983 г. в сборнике «Проблемы морфодинамики») отмечалось, что «чем более интенсивен процесс горообразования и чем больше скорости восходящих движений он может обеспечить, тем, скорее всего, развитие должно привести к росту температуры, понижению вязкости литосферы и увеличению скорости растекания возникающего поднятия. Эти особенности позволяют говорить о саморегуляции роста горных сооружений, осуществляющейся путем действия описанной здесь обратной связи. Скорости поднятия гор, осредненные за промежутки времени, сравнимый с их возрастом, не превосходят первых миллиметров в год. Скорости их растекания при «благоприятных» условиях, как было показано, могут достигать величин того же порядка» (с. 68).

В совместной работе с Г.Н. Пшениным «Изостатические процессы и рельефообразование»³ было обращено внимание на активную роль изостазии в формировании и развитии самых различных форм рельефа, выявлен ряд разномасштабных форм рельефа, происхождение которых связано с выравниванием давлений на той или иной глубине и с пластическими деформациями астенослоев. Кроме глубинных процессов, изменяющих строение коры и приводящих к ее изостатическим движениям, следует учитывать и процессы поверхностного перераспределения масс: осадконакопление, денудацию, изменения уровня крупных водоемов, оледенения. Изменения поверхностной нагрузки вызывают подня-

¹ Составитель.

² Асеев А.А., Бронгулеев В.В., Муратов В.М., Пшенин Г.Н. Экзогенные процессы и реакция земной коры // Геоморфология. 1974. № 1. С. 3–14.

³ Бронгулеев В.Вад., Пшенин Г.Н. Изостатические процессы и рельефообразование // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1989. № 1. С. 28–38.

тия или опускания коры, которые компенсируются горизонтальным перетеканием вещества в глубинных слоях. Степень такой компенсации определяется прочностью и вязкостью пород, участвующих в деформациях, величиной нагрузки, нарушающей равновесие, наконец, продолжительностью процесса. Установлено, что зависимость между размерами областей, испытывающих изостатические движения, и глубиной компенсации близка к прямо пропорциональной. Один из важнейших характерных параметров изостазии — это глубина компенсации, т. е. глубина того уровня, на котором давление вышележащих пород не меняется по горизонтали и вблизи которого происходят компенсационные перемещения глубинных масс. Специальное внимание было обращено на роль этого параметра и показано, что изостатическая компенсация может осуществляться на разных глубинных уровнях, как астеносферы, так на меньших глубинах, даже в осадочных породах — в слоях пониженной вязкости (сленосных, гипсоносных горизонтах, глинистых породах пород и др.). «Участие изостатического фактора в развитии орогенных систем весьма велико и заключается в усложнении морфоструктуры гор, увеличении амплитуд вертикальных движений и контрастности рельефа, а также в создании предпосылок для проявления элементов саморазвития таких систем при взаимодействии указанного фактора с экзогенными процессами» (с. 37).

В совместной с А.А. Асеевым и другими работе⁴ был описан также своеобразный процесс объединения системы сходящихся или параллельных первичных линейных тектонических впадин типа грабенов или грабен-синклиналей в единую область погружения. Затем эта область была преобразована в округлые или овальные депрессии большого размера под влиянием увеличивающейся осадочной загрузки — процесс «изометризации» впадин. Примерами структур несколько меньших размеров, которые теоретически должны испытывать поднятие вследствие дефицита плотности пород, могут служить крупные, с вертикальными размерами, сопоставимыми с горизонтальными, — в первые десятки километров — интрузии гранитоидов молодых складчатых систем, глиняные и грязевые диапиры, а также формы своеобразного грядово-ступенчатого рельефа в районе восточного чинка плато Устюрт (западное побережье Арала)⁵, где блоки известняков мощностью 15–20 м, до первых сотен метров в длину и в несколько десятков метров в ширину оседают в подстилающую толщу

⁴ Асеев А.А., Бронгулеев В.Вад., Муратов В.М., Пшенин Г.Н. Экзогенные процессы и реакция земной коры // Геоморфология. 1974. № 1. С. 3–14.

⁵ Бронгулеев В.Вад., Пшенин Г.Н., Розанов Л.Л. О механизме формирования рельефа восточного чинка плато Устюрт // Геоморфология. 1978. № 2. С. 52–59.

влажносодержащих пластичных гипсоносных глин. Вследствие инверсии плотностей (известняки тяжелее влажносодержащих глин) вещество глиняного «астенослоя» выдавливается по трещинам между блоками известняков выше поверхности последних, образуя над ними гряды, в сечении имеющие вид складок грибовидно-веерообразного профиля. Выравнивание давлений происходит в толще глин, слой которых и соответствует в данном случае уровню компенсации.

Морфоструктурные узлы

Серьезный вклад сделан В.Вад. Бронгулеевым в изучение морфоструктурных узлов – мест пересечения морфоструктурных линейных элементов на поверхности Земли — природного феномена, впервые научно исследованного Е.Я. Ранцман⁶. По ряду параметров морфоструктурные узлы заметно отличаются от окружающих территорий: повышенной контрастностью тектонических движений, разнообразием и высокой активностью физико-географических процессов, отражающейся в особенностях ландшафтов и др.

В совместной с А.Н. Маккавеевым работе впервые для изучения узлов применены статистические методы⁷. На примере Истринского узла (Московская область), выделенного М.П. Гласко и Е.Я. Ранцман, подобный подход позволил проверить и уточнить существующие представления о рельефе морфоструктурных узлов.

Было показано, что контрастность рельефа — его амплитуда в пределах узла заметно больше, чем вне его. То же относится к максимальным значениям плотности водотоков, как временных, так и постоянных.

Исследования позволили уточнить границы узла. Может быть, блок земной коры, поверхностным выражением которого является Истринский узел, наиболее сильно опущен в месте пересечения двух крупных линейных элементов, выделенных Е.Я. Ранцман и М.П. Гласко. Чем дальше от места пересечения нарушений, тем больше границы узла «расплываются». Поэтому возможно, что на глубине узлу соответствует наклонный блок фундамента.

⁶ Гласко М.П., Ранцман Е.Я. Географические аспекты блоковой структуры земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1991. № 1. С. 5–18; Гласко М.П., Ранцман Е.Я. О морфоструктурных узлах — местах активизации современных рельефообразующих процессов // Геоморфология. 1992. № 4. С. 53–61; Ранцман Е.Я. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. М.: Наука, 1979. 170 с.

⁷ Бронгулеев В.Вад., Маккавеев А.Н. Специфика рельефа морфоструктурных узлов (на примере Истринского узла): статистический анализ // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1995. № 1. С. 75–81.

«Проведенный анализ наводит на мысль, что морфоструктурный узел, возможно, следует трактовать не как территорию с четко очерченными границами, а как некую аномалию тех или иных параметров, интенсивность которой убывает по мере удаления от ее центра — внутреннего узла, причем характер этого убывания может быть весьма анизотропен.

Выполненные исследования подтвердили объективные отличия рельефа Истринского морфоструктурного узла от рельефа окружающих территорий. Эти отличия по некоторым параметрам невелики, по другим более значительны, но в большинстве случаев они статистически достоверны» (с. 80).

Активные разломы

В совместной с М.П. Жидковым и В.Г. Трифионовым работе⁸ рассматривается влияние разломов земной коры на экзогенные процессы. Одним из выводов, полученных авторами, явилось выявление в ряде районов Русской равнины тесной связи плотности разломов и показателей интенсивности экзогенных процессов, причина которой, как предполагается, в повышенной активности разломов. Особенно показательна роль активных разломов как границ областей с разной интенсивностью эрозионного расчленения, распространения оползней и карста. Однако эта связь далеко не повсеместна и «отнюдь не является решающим по сравнению с другими тектоническими, климатическими и, вероятно, антропогенными факторами» (с. 12).

⁸ *Бронгулеев В.Вад., Жидков М.П., Трифионов В.Г.* Активные разломы и интенсивность экзогенных процессов на Русской равнине // Геоморфология. 1998. № 2. С. 3–13.

IV. ПРОБЛЕМА СВЯЗИ ЭНДОГЕННЫХ И ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ¹

Одной из основных «коренных» проблем геоморфологии является выявление связей между внутренними (эндогенными) и внешними (экзогенными) процессами формирования рельефа земной поверхности. Проблема эта сложна и может рассматриваться в разнообразных аспектах, например, как это сделано Вадимом Вадимовичем в приводимой ниже работе.

1. Крупнейшие формы рельефа Русской равнины и их связь со строением земной коры²

Изучение связи морфологии земной поверхности с геологической структурой — важная и необходимая часть морфоструктурного анализа и служит основой для выработки представлений о механизмах образования эндогенных форм рельефа. Особый интерес в этом смысле представляют соотношения между высотами земной поверхности и глубинами залегания поверхности Мохоровичича. Различные типы этих соотношений указывают на характер глубинных процессов, создающих крупные формы земной поверхности; они должны учитываться в любых генетических моделях и, по-видимому, могут служить одним из оснований генетической классификации морфоструктур высших рангов.

Неоднократно указывалось, что сопоставление глубинных структур с поверхностными должно проводиться для однопорядковых форм [1]. Только в этом случае выявленные связи могут быть интерпретированы как генетические или по крайней мере неслучайные. Эффективным и сравнительно простым методом, позволяющим разделить для дальнейшего сопоставления рельеф исследуемых поверхностей на составляющие различного порядка, является метод скользящего среднего. Поле усредненных значений представляет собой характеристику региональной составляющей, формы которой по своим плановым размерам отвечают диаметру круга усреднения или превосходят его, разность между исходными и усредненными значениями характеризует локальную составляющую поверхности.

В данной работе этот метод был применен для анализа соотношений между крупнейшими формами рельефа земной поверхности (ЗП), по-

¹ Составитель.

² *Бронгулеев В. Вад.* Геоморфология. 1989. № 3. С. 15–24.

верхности дорифейского фундамента (ПФ)³ и поверхности Мохоровичича (ПМ) на территории Восточно-Европейской платформы. Исходными материалами служили Карта усредненного рельефа земной поверхности (с радиусом усреднения 50 км) в масштабе 1:5000000, Карта рельефа дорифейского фундамента и Карта поверхности Мохоровичича того же масштаба [2]. Глубины залегания ПФ снимались с карты по сетке со стороной квадратной ячейки, равной 0,5 см, а ПМ — как значительно более простой — по сетке со стороной квадрата, равной 2 см. В каждой ячейке определялось среднее значение глубины соответствующей поверхности либо визуальное при простом расположении изогипс, либо по серии равномерно расположенных внутри ячейки точек при сложном рисунке изогипс. В качестве исходных отметок ЗП использовались те цифровые данные, по которым была построена указанная карта усредненного рельефа ЗП, заданные по сетке со стороной квадрата 0,5 см. Они, в свою очередь, были получены путем усреднения высот, снятых с гипсометрической карты СССР масштаба 1:2500000. Подробно эта процедура описана ранее [3].

Отметим, что высоты ЗП включают в себя составляющую, обусловленную экзогенными процессами, в частности, эрозионный врез, хотя и в усредненном виде. Тем не менее сопоставление глубинных структур с реальной топографией ЗП имеет определенный смысл, так как изменения нагрузки топографических масс, определяемые совместным действием тектонических движений и экзогенных перемещений материала, в свою очередь, ограничивают или усиливают сами тектонические движения и, следовательно, влияют на морфологию глубинных границ.

На первом этапе проводилось усреднение исходных данных в скользящем окне радиусом 500 км, что соответствует размерам выделяемых форм несколько тысяч километров. Это позволило выявить крупнейшие формы ЗП, ПФ и ГШ, размеры которых сопоставимы с размерами самой платформы. Такие формы для удобства можно назвать мегатрендом или мегарельефом соответствующих поверхностей. На втором этапе остаточные значения (разница между исходными данными и мегарельефом) были сглажены с радиусом усреднения 250 км. Они отражают формы следующего ранга — размером 500–1000 км (более мелкие сняты усреднением) и могут быть названы макрорельефом. Формы этих двух рангов и рассматриваются в данной работе.

³ Использование карты рельефа одновозрастного дорифейского фундамента позволяет оперировать поверхностью, в современных формах которой запечатлены в суммарном виде тектонические движения единого для всей территории временного интервала, иначе говоря, деформации эпикарельского пенеплена.

Мегарельеф ЗП (рис. 1, а) представляет собой линейное валообразное поднятие ВСВ простирания, протягивающееся от Карпат до Среднего Урала с максимальными высотами 175 м вблизи этих горных сооружений и с неглубоким понижением в районе Средней Волги. Пологие склоны этого поднятия обращены к Балтийскому, Белому и Баренцеву морям на севере и северо-западе и к Черному, и Каспийскому морям на юге и юго-востоке; высоты осевой части колеблются от 150 до 175 м.

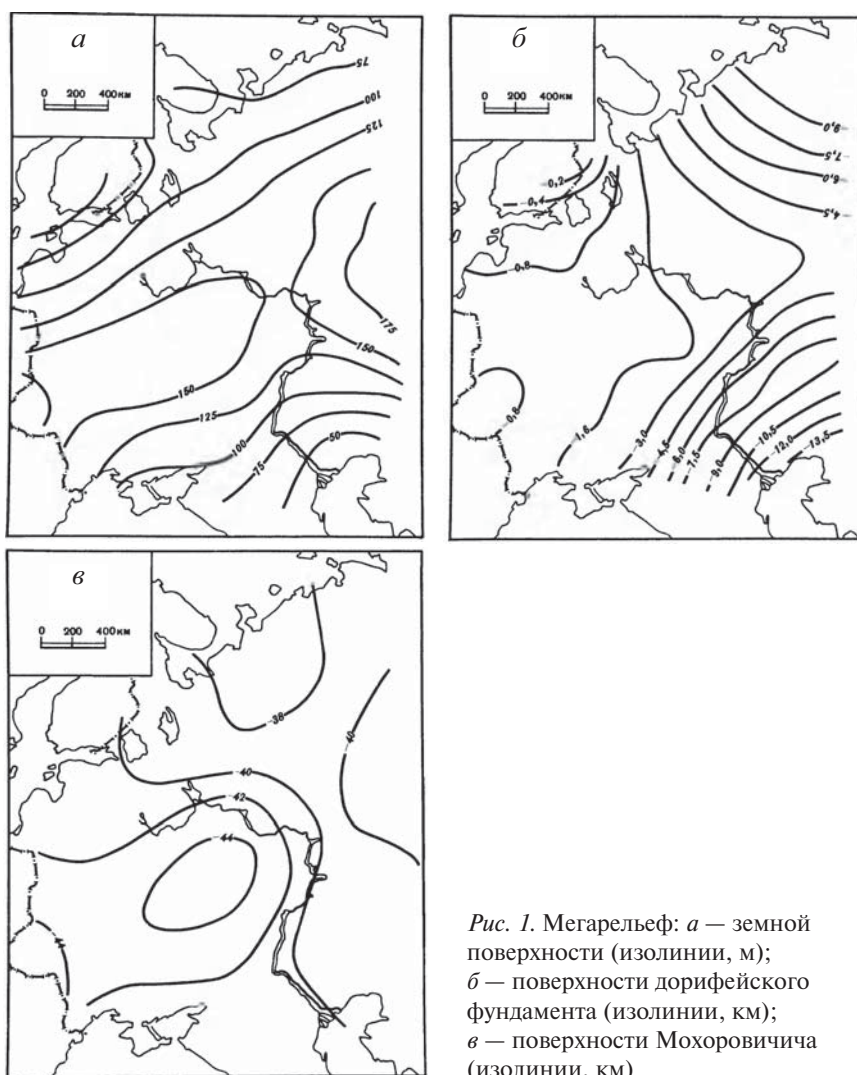


Рис. 1. Мегарельеф: а — земной поверхности (изолинии, м); б — поверхности дорифейского фундамента (изолинии, км); в — поверхности Мохоровичича (изолинии, км)

Мегарельеф ПФ (рис. 1, б) построен несколько более сложно. В западной половине платформы он представляет собой платообразную поверхность, высоты которой возрастают к южной границе Балтийского щита. В восточной части территории это плато сужается, образуя террасовидную форму в пределах изолинии — 3,0 км, относительно крутые склоны которой обращены к северо-западу и юго-востоку. Прослеживается ось максимальных высот мегарельефа ПФ, протягивающаяся с перерывом от центра платформы к Среднему Уралу; в западной части она разделяется на две ветви: одна направлена в сторону Карпат, другая — к Балтийскому щиту.

Мегарельеф ПМ (рис. 1, в) представляет собой крупный прогиб, занимающий всю центральную часть платформы, слегка вытянутый в ВСВ направлении. Максимальные глубины достигают 45 км в центре прогиба и в его западной части. На востоке указанная форма отделена субширотной зоной поднятия от прогиба меньшей амплитуды, примыкающего к Среднему Уралу. Ось, соединяющая зоны наибольших погружений ПМ, пересекает платформу в ВСВ направлении от Карпат до Урала. На северо-востоке и юго-востоке платформы располагаются области поднятия мегарельефа ПМ.

Сравнивая между собой три полученные поверхности, можно отметить, что наибольшим соответствием друг другу обладают мегатренды ЗП и ПМ, причем это соответствие обратное: поднятию ЗП соответствует прогиб ПМ. Упомянутые выше продольные оси положительной формы ЗП и прогиба ПМ совпадают практически совершенно точно. Прогиб ПМ, ограниченный изолинией 42 км, полностью «отражает» поднятие ЗП центральных и западных частей платформы. Отличия заключаются в положении субмеридиональных форм: прогиб ССЗ простирается в рельефе ЗП смещен на 300–400 км к западу относительно поднятия ПМ, имеющего то же простираение. Различается рисунок изолиний и на южной и северной окраинах территории, где влияние альпийской подвижной области и шельфовой зоны Северного Ледовитого океана, возможно, в разной степени проявилось в рельефе ЗП и ПМ.

Соотношения между формами мегарельефа ЗП и ПФ более сложны и неоднозначны. В западной части платформы выделяются две зоны с различным характером соответствия этих поверхностей: северная, примыкающая к границе Балтийского щита, в которой мегарельеф ЗП обращен относительно ПФ, и южная, где соотношение этих поверхностей близко к прямому: ЮЮВ падение ЗП согласуется с ЮВ падением ПФ. В восточной части платформы наблюдается совпадение субширотных осей положительных мегаформ ЗП и ПФ, но при этом поднятие ЗП, примыкающее к Уралу, оказывается полуобращенным относительно

ПФ. Действительно, уменьшение его высоты к северу и югу соответствует увеличению глубин ПФ, но на субширотных профилях погружению ПФ в сторону Урала соответствует поднятие ЗП. В юго-восточной части платформы прослеживается четкая прямая связь мегатрендов ЗП и ПФ, а на северо-востоке — отсутствие связи: падения этих поверхностей здесь почти ортогональны друг другу.

Наконец, сравнивая между собой мегатренды ПФ и ПМ, легко заметить, что соответствие в этой паре поверхностей выражено слабее, чем в двух других. Можно отметить все же, что упоминавшаяся ранее диагональная ось прогиба ПМ совпадает с осью поднятия ПФ, а погружение ПМ под центральной и западной частями платформы отвечает высокому сравнительно с северо-востоком и юго-востоком положению ПФ. Иными словами, в целом на платформе преобладает обращенный рельеф ПФ относительно ПМ.

Таким образом, общая закономерность взаимного соответствия трех рассматриваемых мегатрендов на данной территории заключается в том, что ПМ является обращенной относительно ЗП и ПФ: оси диагональных поднятий ЗП и ПФ совпадают с осью прогиба ПМ, причем наиболее четко выражено соответствие обращенных форм ЗП и ПМ.

Иная картина обнаруживается при сопоставлении друг с другом форм следующего ранга — размером 500–1000 км, или макрорельефа. Подробно описывать три карты макрорельефа, представленные на рис. 2, нет необходимости. Отметим только, что в макрорельефе ЗП уже находят отражение такие крупные формы рельефа Русской равнины, как возвышенности Среднерусская, Приволжская, Северные Увалы, Тиманский кряж и низменности Балтийско-Ладожская, Верхневолжская, Прикаспийская и некоторые другие. В макрорельефе ПФ прослеживаются крупнейшие впадины и выступы, соответствующие синеклизам и антеклизам чехла платформы. Наконец, формы макрорельефа ПМ соответствуют крупным положительным и отрицательным формам ПМ, которые на карте ПМ [2] названы зонами погружений и поднятий.

Соответствие макроформ ЗП и ПМ носит совершенно иной характер, чем мегаформ. В южной половине платформы ряд макроформ ЗП является обращенным относительно ПМ: Ставропольская возвышенность, Азово-Кубанская и Приднепровская низменности, частично Прикаспийская низменность и Подольско-Днепровская возвышенность, но в центральных и северных районах соответствие между ними скорее прямое, хотя и слабо выраженное (Верхневолжская низменность, Валдайская возвышенность, Тиманский кряж). Следует отметить частое несовпадение экстремальных значений или осей макроформ — большинство из них являются полуобращенными (или полупрямыми).

Соответствие макроформ ЗП и ПФ не очень четкое и весьма неоднородно. В северной половине платформы наблюдается преимущественно обратная связь. Здесь макроформы ЗП, соответствующие Балтийско-Ладожской и Двинско-Мезенской низменностям, а также Валдайской возвышенности и Тиманскому кряжу⁴, являются обращенными (или полуобращенными) относительно макроформ ПФ. Напротив, в южной половине платформы в пределах Приднепровской и Прикаспийской низменностей и Приволжской возвышенности преобладает прямое соответствие макроформ ЗП и ПФ. Многие формы макрорельефа ЗП относительно таковых ПФ являются дисконформными: Верхневолжская низменность, Среднерусская возвышенность и др.

Соответствие макроформ ПФ и ПМ преимущественно обратное и хорошо прослеживается на большей части территории платформы. Зоны поднятий ПМ — Московская, Осинско-Бельская, Днепровско-Донецкая, Прикаспийская соответствуют отрицательным формам макрорельефа ПФ, зоны погружения — Литовско-Белорусская, Сысольско-Татарская, Украинская — положительным макроформам ПФ. Исключение составляет Воронежско-Токмовская зона погружения ПМ, приуроченная к области нулевых значений ПФ, и область северо-востока платформы, где сколько-нибудь четкого соответствия не прослеживается.

Общая закономерность взаимного соответствия форм данного масштаба состоит в том, что наиболее четко прослеживается обратная связь ПМ и ПФ, связь ЗП с ПМ и ПФ неоднородна и выражена слабее. Ярко проявляется преобладание диагональных простираний макроформ ПМ и ПФ, значительно слабее — макроформ ЗП.

Прежде чем перейти к обсуждению смысла выявленных связей, необходимо подчеркнуть, что само по себе разделение поверхностей на составляющие различного порядка оставляет открытым вопрос о физической (или «геолого-геоморфологической») сущности выделенных компонентов. Практически любая поверхность, так же как и любой параметр, имеющий площадное или линейное распространение, может быть подвергнута такому разделению с помощью тренд-анализа (одной из модификаций которого является использованное нами усреднение). Однако приписывать выделенным составляющим определенные глубинные заложения и генезис можно только в том случае, если исходная поверхность действительно образовалась в результате наложения разнорядковых компонентов различной природы. Нетрудно представить себе поверхность, рельеф которой сформирован только локальными

⁴ Напомним, что речь идет о дорифейском фундаменте. Байкалиды на Тимане образуют выступ, и поверхность их имеет прямое соотношение с ЗП.

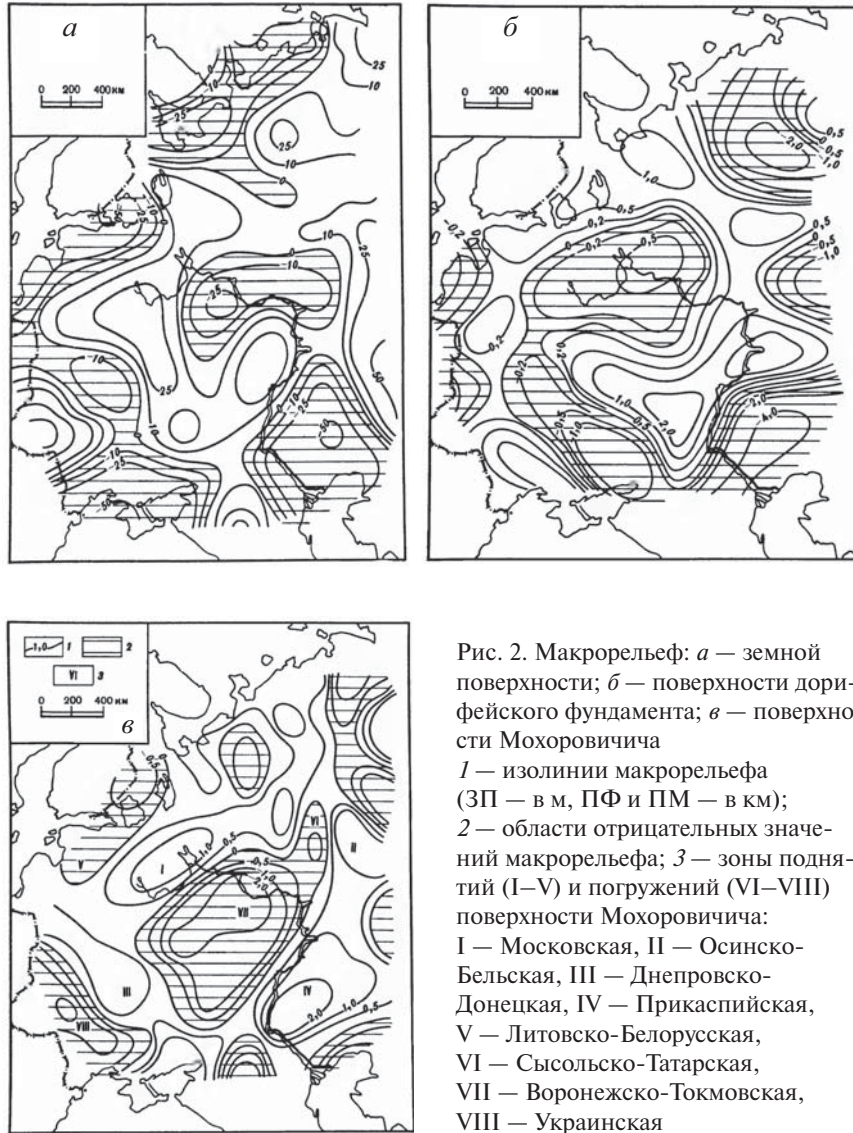


Рис. 2. Макрорельеф: *а* — земной поверхности; *б* — поверхности дорифундаментального; *в* — поверхности Мохоровичича
 1 — изолинии макрорельефа (ЗП — в м, ПФ и ПМ — в км);
 2 — области отрицательных значений макрорельефа; 3 — зоны поднятий (I–V) и погружений (VI–VIII) поверхности Мохоровичича:
 I — Московская, II — Осинско-Бельская, III — Днепровско-Донецкая, IV — Прикаспийская, V — Литовско-Белорусская, VI — Сысольско-Татарская, VII — Воронежско-Токмовская, VIII — Украинская

формами близких размеров и однотипного происхождения. Ее, как и любую другую, можно разделить на региональные и локальные составляющие, но ясно, что приписывать им различный генетический смысл, т. е. интерпретировать их как отражение процессов различной природы, в подобном случае нельзя.

Основанием для возможности такой интерпретации могут служить дополнительные данные, в частности, по глубинному строению территории, которые указывали бы на существование объектов (геологических тел, неоднородностей строения и т. п.), соответствующих выделенным формам того или иного ранга.

Обращаясь к нашему конкретному случаю, можно видеть, что мегарельеф Русской равнины находит отражение в строении глубинных границ земной коры — поверхности фундамента и поверхности Моховичича. Его весьма четкое соответствие с ними, в особенности с ПМ, позволяет предполагать, что выделенная форма является не случайным статистическим результатом, но имеет определенную тектоническую природу и может быть генетически связана с процессами изменения мощности земной коры.

Геофизические данные указывают на следующие особенности строения верхней мантии данного региона. На схемах распределения глубинных температур Европы [4], построенных на основании данных о тепловом потоке, область Восточно-Европейской платформы характеризуется пониженными значениями. На всех глубинах до 300 км в центральной части платформы прослеживается зона минимальных значений СВ простираения, примерно совпадающая с положительной мегаформой ЗП и мегапрогибом ПМ.

Сходная по смыслу картина вырисовывается при анализе карты изосейст землетрясений зоны Вранча (в частности, Карпатского 4 апреля 1977 г.) [5]. Как известно, при эпицентральных расстояниях порядка 1000 км и более на распространение сейсмических волн влияют в первую очередь неоднородности верхней мантии на глубинах до 100–150 км. По конфигурации изосейст на территории Восточно-Европейской платформы выделяется зона низкого затухания интенсивности сейсмических волн, имеющая в целом субмеридиональное простираение, в центральной части которой прослеживается ось ВСВ простираения. Эта зона интерпретируется как область верхней мантии, характеризующаяся повышенной плотностью и прочностью.

Наконец, гравиметрические данные также подтверждают указанные особенности строения верхней мантии в области Восточно-Европейской платформы. На схеме плотностных неоднородностей в мантии Земли, полученной на основе анализа зональных аномалий силы тяже-

сти [6], на фоне нулевых аномалий, свойственных значительной части Европейской территории Союза, прослеживается, хотя и с перерывом, полоса относительно повышенных значений. Эта полоса соединяет Балканско-Эгейскую положительную аномалию и такую же аномалию, примыкающую к Среднему Уралу, и приблизительно совпадает с зоной наибольшего поднятия мегасоставляющих ЗП и ПФ и погружения ПМ (рис. 3).

Таким образом, область поднятия мегатренда ЗП и соответствующего ему прогиба ПМ расположена в зоне повышенной мощности литосферы, относительно холодных и тяжелых блоков верхней мантии. Поэтому объяснить происхождение этого поднятия тепловым расширением или восходящими течениями в мантии не представляется возмож-

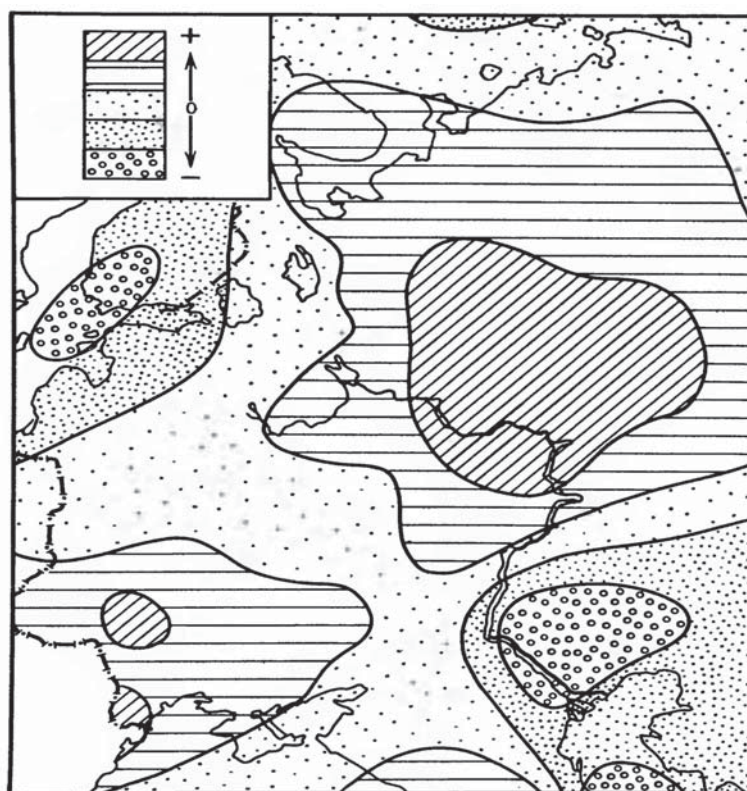


Рис. 3. Схема зональных плотностных неоднородностей в мантии Земли [5]. Шкала отражает знак и интенсивность неоднородностей

ным. Более приемлемым механизмом является, на наш взгляд, комплекс процессов регрессивного метаморфизма, в частности, серпентинизация пород на уровне ПМ. Эти процессы привлекались для объяснения восходящих тектонических движений на территории СССР в районах низких температур и пониженной плотности пород коры [7]. Высказывались мнения и о соответствии ПМ фронту серпентинизации не только в океанических, но и в континентальных условиях [8, 9].

Возможность такого процесса на границе земной коры и верхней мантии в рассматриваемом регионе подтверждается тем, что значения глубинных температур на поверхности Мохоровичича не превышают здесь 400–500 °С [10], что соответствует температурным условиям серпентинизации. Увеличение объема пород при этом процессе должно вызвать поднятие земной поверхности, сопровождающееся миграцией ПМ вниз по разрезу за счет наращивания корового слоя серпентинизированных гипербазитов, что и могло бы привести к образованию обращенных форм ЗП и ПМ.

Амплитуда прогиба мегасоставляющей ПМ — 4 км такова, что можно было бы ожидать соответствующего поднятия ЗП величиной 400–500 м (из условия поднятия коры на высоту h в результате разуплотнения слоя пород верхней мантии мощностью H и плотностью ρ_m до плотности нижних частей коры ρ_k : $h / H = (\rho_m - \rho_k) / \rho_k$). Действительная его амплитуда в 2–3 раза меньше. Эту разницу вряд ли можно объяснить денудацией, так как изостатическое поднятие, сопровождающее региональную разгрузку коры, должно способствовать сохранению постоянного отношения высоты поднятия ЗП к прогибу ПМ. Поэтому причина указанного несоответствия заключается, вероятно, либо в том, что из 4 км прогиба ПМ только часть связана с новейшим этапом развития платформы, либо в том, что параллельно миграции ПМ вниз по разрезу и поднятию ЗП происходило уплотнение пород литосферы, что вызвало некоторое погружение коры, отчасти компенсировавшее поднятие ЗП. Возможно, это уплотнение является термоупругим сжатием и вызвано остыванием литосферы. Достаточно, например, уменьшение температуры на 100 °С в слое 100 км, чтобы вызвать опускание ЗП на 100–150 м.

Пытаясь объяснить образование мегаподнятия ЗП процессами регрессивного метаморфизма, протекающими в нижних частях земной коры, нельзя не упомянуть и о трудности, с которой сталкивается попытка такого объяснения. Она состоит в том, что для регионального проявления процесса серпентинизации необходимо достаточное количество воды, наличие которой в подножии континентальной платформенной коры хотя и не исключено полностью, но все же проблематично [11].

Другое возможное объяснение образования рассматриваемых форм состоит в признании активной роли не положительных, а отрицательных структур платформы. Выступы фундамента рассматриваются при этом как пассивные, отставшие в погружении участки [12]. Применяя этот подход к мегаформам ЗП, мы должны искать причину не погружения ПМ в центральных частях платформы, а поднятия ее по периферии. Но при таком объяснении возникает иного рода трудность: приходится считать, что положительные формы рельефа суть остаточные формы и рельефообразующие, в частности, неотектонические деформации сводятся только к погружениям, что плохо вяжется со всей историей развития рельефа Русской равнины и данными по неотектонике [13, 14].

Соотношения между макроформами ЗП, ПФ и ПМ, как мы видели, существенно отличаются от соотношения между мегаформами. Тесная обратная связь ПМ и ПФ для этого ранга форм заставляет предполагать более древнее заложение макроформ ПМ, соответствующее возрасту морфоструктур ПФ — рифейско-палеозойскому. Относительно этих последних тезис о преобладающей активности отрицательных форм вполне справедлив. Поэтому наблюдаемая связь погружений фундамента с поднятиями ПМ позволяет отнести источник активности этих погружений к процессам на границе земной коры и верхней мантии, формирующим указанные поднятия ПМ. В качестве таких процессов можно предполагать либо дегидратацию серпентинизированных пород, либо эклогитизацию пород основного состава в нижних частях коры по схеме [15]. Оба эти процесса развиваются при повышении температуры: дегидратация при температуре, превышающей 500–550 °С, эклогитизация достигает геологически значимых скоростей при 700 °С и более [16]. Крупные отрицательные структуры платформы — Прикаспийская, Днепровско-Донецкая, Печорская впадины — действительно характеризуются повышенными значениями температуры на границе Мохоровичича: 500–600, местами до 700 °С [10].

Макропрогибы ПФ и макроподнятия ПМ близки по амплитуде и составляют первые километры. Такое соотношение легко объясняется дополнительным изостатическим погружением, вызванным нагрузкой осадков, выполняющих прогибы. Условие изостатического равновесия требует выполнения равенства $h_{пф}/h_{пм} = (\rho_m - \rho_k)/(\rho_k - \rho_{ос})$, где $h_{пф}$ соответствует мощности осадочной толщи, $h_{пм}$ — амплитуда поднятия ПМ; ρ_m , ρ_k и $\rho_{ос}$ — соответственно, плотности верхней мантии, нижней части коры, в пределах которой происходит миграция ПМ по разрезу и осадочной толщи. При $\rho_m = 3,3$ г/см³, $\rho_k = 2,9$ г/см³, $\rho_{ос} = 2,5$ г/см³ $h_{пф} / h_{пм} = 1$, при $\rho_m = 3,4$ г/см³ $h_{пф} / h_{пм} = 1,25$. Таким образом, амплитуда прогиба,

выполненного осадками и изостатически скомпенсированного, может превышать амплитуду «породившего» его поднятия ПМ.

В этой схеме остается необъясненным происхождение макроформ ЗП. В какой-то мере в их образовании должны были принимать участие и описанные выше процессы. Так, отрицательные формы, отвечающие Приднепровской и Прикаспийской низменностям, соответствуют прогибам ПФ и поднятиям ПМ. Нисходящие тектонические движения в среднем здесь несколько опережали осадконакопление, что и поддерживало существование этих низменностей до настоящего времени. Большинство же других, и в частности положительных, форм макрорельефа ЗП в целом дисконформны как по отношению к ПФ, так и к ПМ. (Это не исключает, однако, своего рода структурного «контроля», проявляющегося в соответствии отдельных элементов этих форм элементам ПФ и ПМ.) По всей вероятности, их происхождение связано либо с внутрикоровыми процессами, среди которых могут быть метаморфизм, гранитизация, термоупругие эффекты и т. д., либо с процессами в подкоровой части литосферы, относительно которых сейчас трудно строить какие-либо предположения.

Таким образом, можно констатировать, что мега- и макроформы Русской равнины имеют различный характер связи с ПФ и ПМ, что, возможно, отражает различие механизмов их образования. Для вывода о различной глубине заложения этих форм оснований все же недостаточно. Хотя для мегарельефа и обнаруживается определенное соответствие со строением верхней мантии, не исключено, что и макроформы имеют столь же глубокие «корни», что может обнаружиться при более детальном исследовании строения литосферы.

Проведенный анализ не учитывает всех сложных взаимосвязей глубинных физико-химических процессов в литосфере. Так, например, дегидратация пород на одном уровне, приводя к выделению воды, может способствовать гранитизации в других, вышерасположенных породах. Плановые границы областей различных преобразований на различных глубинах определяются конкретными термодинамическими условиями в данной глубинной зоне, составом исходных пород и летучих компонент и могут сильно отличаться друг от друга, даже если сами преобразования имеют единый источник на еще большей глубине. Объемные эффекты таких превращений, на которые могут накладываться термоупругие сжатие или расширение, будут приводить к сложным и трудно поддающимся расшифровке соотношениям между поверхностными и глубинными формами. Предложенные модели следует рассматривать поэтому как сугубо гипотетические, как попытку объяснить лишь наиболее общие, не вызывающие сомнений закономерности строения важнейших структурных поверхностей платформ.

Список литературы

1. *Асеев А.А., Благоволин Н.С., Веденская И.Э.* Геоморфологическая карта СССР м-ба 1:2500000 (принципы построения легенды) // Геоморфология. 1975. № 2. С. 3–11.
2. Атлас структурных карт Восточно-Европейской платформы. М-б 1:5000000 / Гл. ред. В.В. Бронгулеев. М.: МВССО СССР, Миннефтепром СССР, Мингео РСФСР, 1986.
3. *Бронгулеев В.Вад., Бронгулеев В.В.* Карта усредненного рельефа Русской равнины // Геоморфология. 1987. № 1. С. 22–29.
4. Геофизическая модель тектоносферы Европы. Киев: Наук. думка, 1987. 184 с.
5. Карпатское землетрясение 4 марта 1977 года и его последствия. М.: Наука, 1980. 271 с.
6. *Артемьев М.Е.* Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
7. *Зверев А.Т.* Взаимосвязь неотектонических движений, плотностной дифференциации и геотермического режима мантийно-коровых блоков на территории СССР // Геоморфология. 1986. № 3. С. 76–84.
8. *Пейве А.В.* Геология раздела Мохоровичича // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 7–13.
9. *Резанов И.А.* Развитие взглядов Н.С. Шатского на причины тектонических движений в пределах платформ // Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. № 1. С. 135–139.
10. Карта глубинных температур территории СССР и сопредельных районов. М-б 1:10000000. М.: ГУГК, 1980.
11. Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. 530 с.
12. *Борисов А.А.* Аномалии силы тяжести и генезис структур Русской платформы // Геология нефти. 1957. № 9. С. 17–32.
13. Равнины европейской части СССР. М.: Наука, 1974. 255 с.
14. Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей. М-б 1:5000000 / Гл. ред. Н.И. Николаев. М.: ГУГК, 1977.
15. *Янишин А.Л., Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е.* Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 5. С. 1175–1178.
16. *Соболев С.В.* Модели нижней части земной коры на континентах с учетом фазового перехода габбро-эклогит // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск. 1978. С. 347–355.

SUMMARY

I. CINEMATIC MODELLING OF SLOPE EVOLUTION

1. Some characteristics of stepped slopes: results of kinematic modelling

Kinematic model of slope development includes terms concerning slope recession, slope flattening and tectonic movements. Different types of tectonic movements and base level reaction were used. The modelling shows that the preservation of characteristic features of slope profile (“memory of relief”) depends on the ratio between the different slope processes intensity: the more the contribution of arid-type processes (sheet erosion, deflation) and the less the contribution of humid-type ones (ground’s viscous flow) — the longer existence of characteristic details of the slope profile. Intermittent tectonic uplift leads to formation of the horizontal steps sequence (piedmont benchland) of different modes depending of base level conditions and tectonic movements character.

Keywords: kinematic modeling, interaction of tectonic uplift and denudation, landform evolution, stepped slopes, slope profile.

2. 3D-cinematic model of slope evolution

3D-cinematic model demonstrates different landform evolution under the action of slope processes. Different types of morphological control on slope degradation rate were analyzed. Including three morphological characteristics into model — gradient, vertical curvature and horizontal one — enables to describe different types of relief development and elucidate some peculiarities of landforms morphology. Horizontal curvature may effect notably the shape of developing landforms. Its influence consists in graduation of surface ribs, flattering of summits, pedimentation at the foot of the salient hemianticline shaped parts of landforms. The role of horizontal curvature in graduation of planar ribs of relief is analogue to that of vertical curvature in destruction of profile steps. Some features of pedimentation were simulated: joint of pediments having different base levels, “concave” relief formation, convergence of forms during slopes regression.

Keywords: 3D-cinematic model of slope evolution, vertical and horizontal curvature of slopes, pedimentation.

3. Interaction of endogenous and exogenous processes in the course of local morphostructures growth

Cinematic model based on parabolic equation was used to demonstrate the interaction of endogenous and exogenous processes. Some characteristic morpho-

logical features of concurrently degrading and tectonically deforming slopes were described. For example domed morphostructures pass into cone-like ones, monoclinical slopes are transferred into concave ones; maximal height of the morphostructure does not reach its value conditioned by tectonics. These effects manifestation is proportional to the ratio of exogenous/endogenous deformation rates. As the rise of block morphostructures is equivalent in certain respect to the lowering of denudation basis, these results are applicable to the development of erosion remnants and inselbergs.

Keywords: interaction of endogenous and exogenous processes, kinematic modeling, local morphostructures growth.

4. Kinematic modelling of the lithogenic landforms development

With the use of kinematic model based on the differential equation of parabolic type the development of some landforms with heterogeneous substratum was demonstrated. The likeness of the modelled and natural landforms confirms the reliability of the supposition about slope degradation used in the model. The morphology of lithogenic forms at every time step depends on the relation of strengths of the different rocks in the substratum and the initial morphology of the layers. The influence of the layers with different strength spreads up and down slope. The hard rock layer blocks the degrading of the lower part of the slope thus increasing its steepness. Degrading of the heterogeneous slope changes its configuration, which doesn't stay similar to itself as it would happen at the condition of homogeneous substratum.

The results prove that many characteristic lithogenic features of landforms rise due to parallel slope degradation. That is why such features are most prominent in the arid regions, where the processes of viscose flow on the slopes are negligible.

Keywords: kinematic modeling, interaction of endogenous and exogenous processes, lithogenic landforms.

5. Interaction of tectonic uplift and exogenous destruction in evolution of a slope composed of non-uniform substrates

Landform morphology created by combined action of endogenous deformations and exogenous (denudation) processes depends on whether these forces performed concurrently or in succession in this study, different formation scenarios for a tectonic arch composed of heterogeneous substrates are analyzed based on kinematic modeling techniques.

Following the start of the uplift, a lengthwise zone of softer rocks is being transformed into a gorge with a narrow outlet either in case of tectonic tilt and in case of vertical (block) elevation. V-shaped cross-section is being preserved in the outlet as long as the elevation above base level increases. This scenario is valid for many

young alpine regions such as Kopet-Dag, Himalaya etc. After the uplift has been finished, gorges start to widen and become trough-like in cross section, and a progressively widening step starts to form at the base of the arch slope (a pediment). In a block that contains a hard vertical dyke, a gently sloping crest is formed following the uplift start. After the uplift cessation, the crest preserves its form retreating together with the whole arch slope.

Slow elevation of an arch containing a hard horizontal layer results in transformation of the upper part of the arch into a small spherical remnant. At the side of the hard layer, a steep cliff forms that passes below into a conical pedestal produced by denudation in softer rocks. In case if the arch contains a softer horizontal layer the surface of the raising block evolves rather to conical than to spherical form.

Keywords: kinematic modeling, interaction of tectonic uplift and denudation, landform evolution.

II. RECENT GEOMORPHOLOGIC REGIMES AND GEOMORPHOLOGIC ZONES

1. Recent geomorphologic regimes of the Ural

The territory of the Ural neotectonic structural zone consists of several areas with highly different recent geomorphologic regimes. For the mountainous regimes of the North and Polar Ural are typical the high values of neotectonic uplift, deep and dense erosion dissection, high gradients of elevations, glacial landforms. The regimes of plain type are characterized by insignificant dissection under condition of low uplift; they occupy Pai-Khoi, the eastern margin of the Ural and Transural plateau. The intermediate regimes have intermediate values of neotectonic uplift, elevations, and erosion dissection, but high intensity of karst and landslides, and large amount of woodland; they are situated on the west slope of the North and Middle Ural and in the NW part of the South Ural.

The Ural is usually classified as a single mountain morphostructural type with subtypes. We suppose there should be three or at least two morphostructural types: the properly mountain, the transitional, and platform plain types of morphostructure within the Ural neotectonic region (the last two may possibly be merged into one transitional type). These types manifest the different stages or different intensity of the Ural's rejuvenation (or regeneration). The distribution of recent geomorphologic regimes is governed not only by the Hercynian meridional tectonic structures but by the latitude climatic zones and neotectonic features as well.

Keywords: recent geomorphologic regimes, Ural mountainous, neotectonic, morphostructural types.

2. Zone of erosional dissection factors within the Northern Part of Russian Plain by factor analyses

The paper presents results of factor analyses of the erosional dissection of the Northern Part of Russian Plain. Source data for factor analysis served values of erosional dissection depth, depth and density permanent and temporary watercourses, maximum and minimum heights, amplitude of neotectonic movements, average annual amounts of precipitation, runoff, and sustainability rocks to erode. On the main factors of erosion dissection — elevations, neotektonics, climate, as well as the sustainability rocks to erode was created a complex zoning of the northern part of European Russia. Allocated eight types of physiographic regions, the characteristics of which include topography, tectonics, erosion network, lithology and climate.

Keywords: Russian Plain, factor analyses, erosional dissection.

III. ON THE INFLUENCE OF ENDOGENOUS AND EXOGENOUS PROCESSES AT THE CREATION OF LANDFORMS: ISOSTATIC, MORPHOSTRUCTURAL JUNCTIONS, ACTIVE FAULTS

Many of the works of V.Vad. Bronguleyev were devoted to the influence of endogenous processes on relief. He identified several different forms of relief, the origin of which is due to balancing of the pressures at varying depths with plastic deformations of asthenosphere. Viscous spreading of the Earth's crust serves as a factor that limited the height of mountains and playing a role in self-regulation of the growth of mountain structures. In addition to deep processes that change the structure of the Earth's crust and leads to its isostasy movements, account should be taken of changes in surface loads causing uplift or subsidence of earth's crust. The dependence between the size of the areas experiencing isostasy movements, and depth compensation is almost directly proportionally. It is shown that isostasy compensation may be carried out on different deep levels of the asthenosphere, even in sedimentary rocks at shallower depths.

For the first time to study the morphostructural nodes — the intersections of morphostructural lineaments on the Earth's surface — applied statistical methods. The studies of Istra node (Moscow region) confirmed the objective differences of its topography from topography of the surrounding areas. Studies have helped to clarify the boundaries of the node.

In some areas of the Russian plain the close relationship of the density of active faults and intensity indicators of the exogenous processes, the cause of which, as expected, in increased activity of faults. Active faults often serve as boundaries of areas with different intensity of erosion dissection, distribution of landslides and karst.

Keywords: isostatic, morphostructural junctions, active faults.

IV. PROBLEM OF CONNECTION ENDOGENOUS AND EXOGENOUS PROCESSES

1. Largest landforms of the Russian Plain and their relation to the Earth's crust structure

The paper presents results of the trend-analysis of the present-day surface topography, pre-Riphaean basement surface and the Mohorovičić discontinuity within the limits of the Russian Plain. Landforms of different ranks are shown to differ in the interrelation between the surfaces. Megaforms (average radius 500 km) most clearly show an inverse relation on the present-day surface to the basement surface topography, while in macroforms (average radius about 250 km) the basement surface is inversely related to the Moho discontinuity. The author speculates concerning the deep processes character, which account for the mentioned relations.

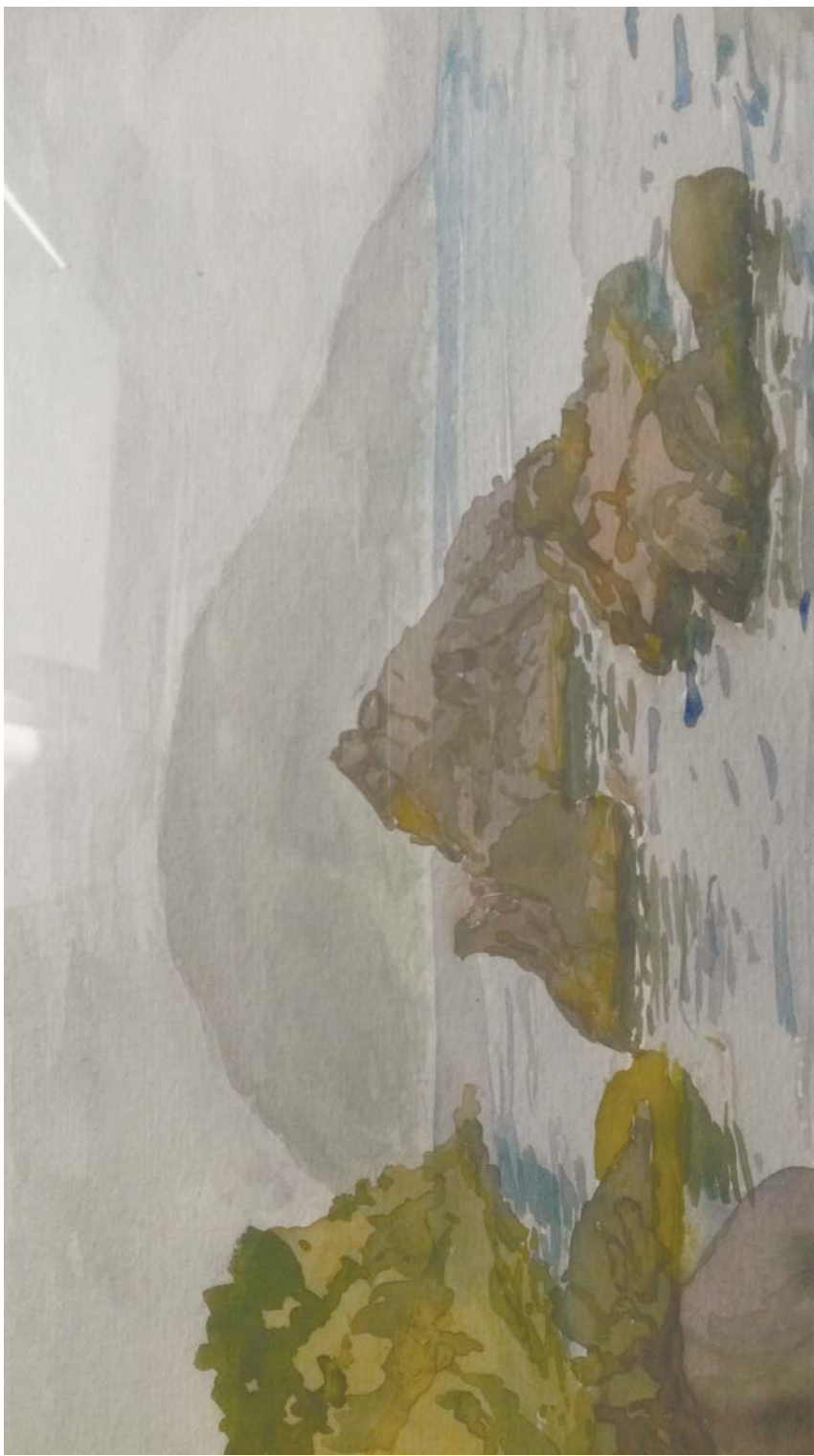
Keywords: largest landforms, Russian Plain, trend-analysis, basement surface.



Вадим Вадимович Бронгулов



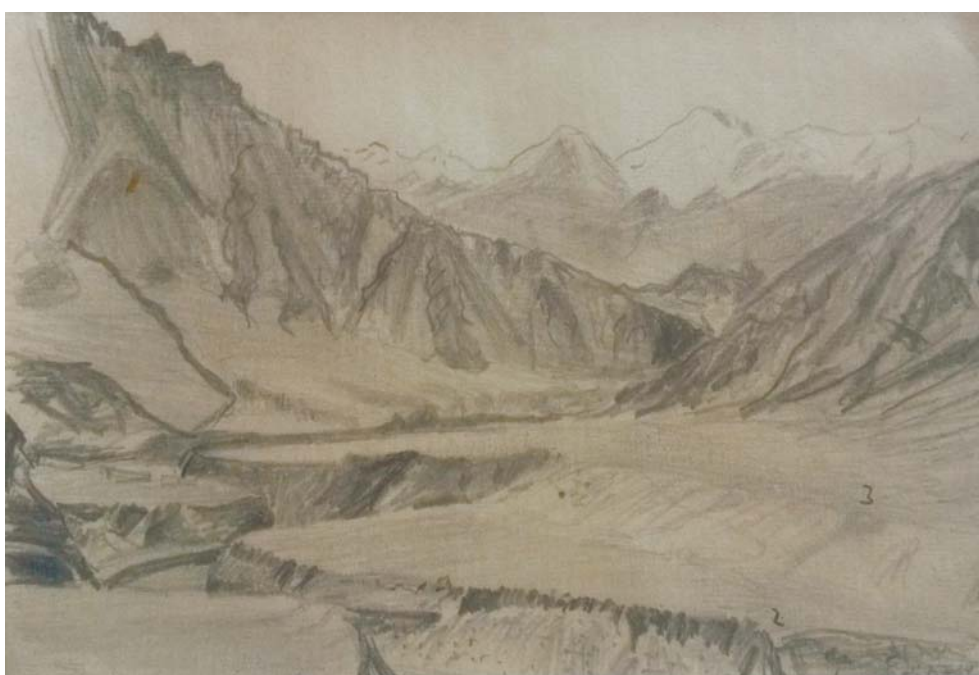
Экспедиционная база на Памиро-Алае, 1970-е годы. Рисунок В.Вад. Бронгулесева



Окрестности Гурзуфа. Акварель В.Вад. Бронгулесева



Онежское озеро. Акварель В.Вад. Бронгулесева



Тянь-Шань. Долина реки Сарыджаз. Рисунок В.Вад. Бронгулесева



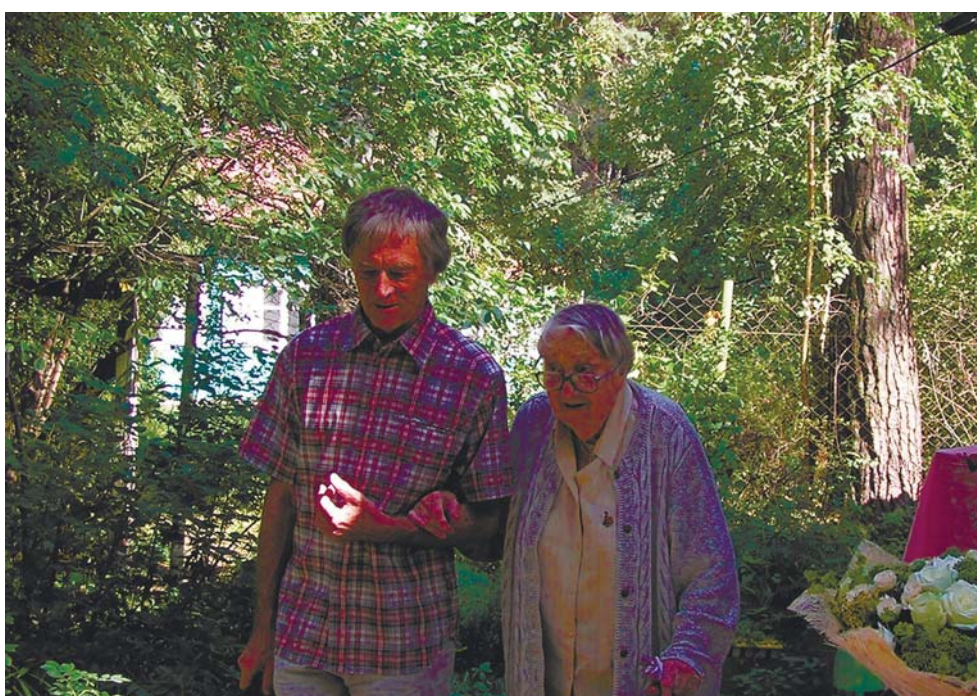
1 курс физического фа-
культета МГУ
им. М. В. Ломоносова

С отцом Вадимом Василье-
вичем Бронгулеевым





С женой Наташей на даче в Валентиновке



С мамой Варварой Николаевной Брыкиной на даче



В походе, 1980-е годы

В экспедиции с
С. К. Гореловым





На работе в лаборатории
геоморфологии ИГ РАН

На Онежском Озере





Греция, Патры



Экспедиция на Таймыре, 1983 г.



Экспедиция на Таймыре, Хатанга. с А. Н. Макавеевым, 1983 г.



Поход на байдарке



У костра



Выездная экскурсия по Малому Енисею



С Д. А. Тимофеевым и китайскими коллегами в Москве



Творческий вечер в библиотеке им. И. С. Тургенева



В библиотеке Русского географического общества, Санкт-Петербург



С сотрудниками лаборатории геоморфологии ИГ РАН в Митино, 1990-е годы



Тяжелая доля полевика



Возвращение с полевых работ.
С В. А. Караваевым



Тематическая экскурсия на Куликово поле



Греция, остров Керкира (Корфу)



На лыжной прогулке, Хрипань

Научное издание

В.Вад. Бронгулеев

**МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ГЕОМОРФОЛОГИИ
ИЗБРАННЫЕ ТРУДЫ**

Компьютерная верстка и техническое
редактирование *Г.О. Нефедова*

Подписано в печать 30.01.18. Формат 60 × 90/16.
Бумага офсетная. Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 8,0. Тираж 300 экз.

Изготовление оригинал-макета, компьютерная верстка, цветоделение
ООО «Медиа-ПРЕСС». 101000, г. Москва, Покровский б-р, д. 4/17, стр. 5.
E-mail: media-press@mail.ru, тел.: 8(495)624-76-66