

УДК 551.438.2

© 1996 г. С.И. БОЛЫСОВ

БИОГЕННОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ НА СУШЕ

В данной статье сделана попытка обобщить имеющиеся сведения о биогенном рельефообразовании на суше с учетом некоторых собственных наблюдений. До сих пор нет работ, в полной мере рассматривающих эту проблему, хотя по отдельным ее аспектам существует немало разрозненных сведений в литературе. Едва ли не первые, довольно лаконичные обобщения содержатся в недавних работах сотрудников кафедры геоморфологии МГУ [1, 2]. Значительно лучше роль биогенного фактора изучена в морской геоморфологии, особенно то, что касается биогенного осадконакопления на дне океана, рифовых построек и организмов – «конструкторов» рельефа берегов и дна, влияния растительности на строение берегов (мангровые и тростниковые берега). Менее изучено биогенное рельефообразование на суше, за исключением косвенного влияния растительности на развитие эрозионных, склоновых и эоловых процессов, освещенного во множестве работ.

В целом же мы полностью согласны с Г.А. Сафьяновым [3] и Г.С. Ананьевым [2], утверждающими, что роль биогенных процессов в рельефообразовании явно недооценивается. Особенно это касается общих закономерностей воздействия организмов на рельеф и тем более их воздействия на рельеф суши. Это выглядит удивительным, если принять во внимание, что о грандиозном воздействии организмов на географическую оболочку Земли в целом и на верхние слои земной коры (включая и рельеф земной поверхности) в частности указывал еще В.И. Вернадский, который, как известно, создал учение о биосфере как обитаемой части географической оболочки [4]. Им убедительно показано, что сам ход физико-химических процессов в географической оболочке во многом определяется жизнедеятельностью микроорганизмов, растений и животных. «Живое вещество всегда, в течение всего геологического времени, было и остается неразрывной закономерной составной частью биосферы, источником энергии, ею захватываемой из солнечных излучений, веществом, находящимся в активном состоянии, имеющим основное влияние на ход и направление химических элементов во всей земной коре... Живые организмы с геохимической точки зрения не являются случайным фактором в химической организованности земной коры; они образуют ее наиболее существенную и неотделимую часть. Они неразрывно связаны с косной материей земной коры, с минералами и с горными породами» [4, с. 64, 176]. В ряде работ [3, 5] указывается на колоссальную энергетическую роль живого вещества в литодинамических процессах на поверхности Земли. Так, «общее количество энергии, поглощаемое только растениями за год ($8,4 \cdot 10^{17}$ ккал), значительно превышает геотермический поток тепловой энергии на уровне литосферы ($2,7 \cdot 10^{17}$ ккал/год). Общее количество солнечной энергии, аккумулированное живым веществом Земли в виде энергии химических связей, составляет $1 \cdot 10^{19}$ ккал... Общая же величина фотосинтеза (захоронения) органического вещества оценивается в 250 млн. т/год, чему соответствует накопление энергии... $5,02 \cdot 10^{26}$ эрг/год», – это «необратимое» запасаение энергии органическим веществом [3, с. 29]. Уже этих цифр достаточно, чтобы представить себе масштабы биогенного воздействия на процессы, протекающие в верхних слоях земной коры и на ее поверхности. Добавим к этому, что такое

глобальное и специфичное для нашей планеты образование, как почва (играющее выдающуюся роль в функционировании природно-территориальных комплексов в целом и активно влияющее на скорость динамических процессов рельефообразования в частности), есть не что иное, как биокосное вещество – «природное тело, возникающее в результате преобразования поверхностных слоев литосферы под совместным воздействием воды, воздуха и живых организмов; обладает плодородием» [6, с. 354]. Почвообразование – процесс, фактически единый с выветриванием, одним из наиболее важных экзогенных процессов, подготавливающих субстрат к денудации (в ряде случаев, напротив, препятствующим ей), являющимся обязательным звеном в процессах рельефообразования.

Вообще в процессах выветривания организмы играют исключительную роль практически во всех географических зонах. Не случайно выделяют особый тип выветривания – биологическое. Во многих случаях «пионерами» разрушающего процесса являются лишайники и микроорганизмы, оказывающие деструктивное воздействие на скальные породы с помощью микробных слизей и ферментативного разрушения, а также вследствие образования сильнейших химических реагентов в процессе обмена веществ [2, 7]. Помимо мощнейшего биохимического воздействия (кстати, приводящего и к интенсивным карстовым процессам, например при образовании форм тропического карста с участием гуминовых кислот), разрушение горных пород происходит и биомеханическим путем. Так, корни растений активно разрабатывают трещины пород, проникая в них, причем для древесных растений внутриклеточное давление достигает 10 атм. [2]. В лесной зоне на грунт передается к тому же и ветровая нагрузка через колебания деревьев и кустарников [8].

Велика роль в выветривании и почвообразовании и животных-землероев. Еще Ч. Дарвин по наблюдениям в собственном саду определил, что почвенная масса в течение нескольких лет полностью проходит через организмы червей. По данным В.В. Добровольского [9], черви на протяжении года могут переработать на 1 га 50–380 т почвы, создавая мелкокомковатую структуру и изменяя растительные остатки массой до 5 т/га. По подсчетам Н.А. Димо (начало XX в.), муравьи способны перемешивать в сухих степях весь почвенный слой за 8–10 лет. Деятельность термитов в саваннах приводит к выносу на поверхность до 10 ц/га почвенной массы. В степных областях ходы грызунов-землероев бывают столь многочисленны (как на Украине), что появился даже термин «кротовинные черноземы» [9]. Разрыхляющее действие мелких животных, с одной стороны, увеличивает инфильтрационную способность почвы и облегчает переход поверхностного стока в подземный (и тем самым снижает объемы смываемых почв), с другой – способствует дезинтеграции поверхностных пород и их денудации на склонах. Кроме того, можно говорить о разных формах биоэрозии (а на берегах – биоабразии). Широко известна деятельность камнеточцев на морских берегах, где скорость денудации скальных бенчей при участии моллюсков достигают 4–6 см/год [10]. Аналогично влияние камнеточцев и на суше. Так, по подсчетам Р. Мак-Лина [11], один экземпляр гастроподы *Neritan Tasserta* эродирует 154 г/м² пляжного известнякового песчаника, а виды *Littorina planaxis* и *L. scutulata* эродируют рыхлые песчаники на калифорнийском побережье со скоростью 778,4 г/м², причем на один экземпляр приходится 2,34 г/год [12]. На суше деятельность землероев приводит к ускоренной регрессивной эрозии в малых эрозионных формах за счет механического воздействия на стенки вершинных перепадов и размыва ходов землероев во время снеготаяния или интенсивных ливней [13]. Исследованиями Н.Г. Добровольской [14] убедительно доказано, что и в процессах эрозии в руслах рек «пионерская» деятельность по разрушению речного ложа принадлежит микроорганизмам.

С биовыветриванием тесно связан и процесс биотурбации – перемешивание осадков за счет биологических процессов, т.е. уничтожение их первоначальной седиментационной текстуры. Биотурбация происходит не только на дне океанов, но и в озерах, а также на поймах рек [12].

Отметим и тот факт, что именно биогенное осадконакопление и тесно связанный с ним биогенный рельефообразующий процесс (единство этих процессов можно назвать биогенным морфолитогенезом) создали гигантские по своим масштабам геологические тела, ставшие необходимыми для человечества полезными ископаемыми, – это залежи угля, торфа, часть нефтеносных пластов; карбонатные толщи и др. Следует подчеркнуть два момента. Во-первых, наличие этих биогенных геологических тел свидетельствует о выдающемся значении биогенного фактора рельефообразования во времени (а не только в пространстве) – на протяжении фанерозоя. Во-вторых, тщательное изучение этих тел позволяет судить о масштабах биогенного рельефообразования в геологическом прошлом и о параметрах создававшихся в результате этого процесса конкретных форм рельефа.

Современное биогенное рельефообразование распространено почти повсеместно и уже поэтому имеет важнейшее значение в процессах морфолитодинамики как на суше, так и на дне океанов и морей.

Проявление биогенного фактора в рельефообразовании, однако, отнюдь не ограничивается этими самыми общими геодинамическими связями и процессами, а представляет собой широкий спектр конкретных форм воздействия на формирование рельефа, весьма разнообразных и чрезвычайно широко распространенных на поверхности литосферы в целом и на суше в частности.

Роль биогенного фактора в рельефообразовании можно различать по ряду признаков: по агенту рельефообразования (в первую очередь – зоогенный и фитогенный рельеф); характеру воздействия на рельеф (организмы-«конструкторы», создающие аккумулятивные биогенные формы рельефа; организмы-«деструкторы», участвующие в денудационных процессах; организмы – «вкладчики» в осадконакопление и организмы – «транспортёры» осадков, участвующие в перемещении осадков); путям воздействия организмов на процессы рельефообразования: прямое (с созданием собственно биогенных форм) и косвенное (влияющее на характер и интенсивность других геоморфологических процессов); по региональному признаку и в зависимости от среды, в которой протекают процессы рельефообразования (в частности, биогенные процессы на суше, на берегах, на дне океана, а также в различных природных зонах или высотных поясах) [1]; по возрасту (реликтовые и современные формы или более конкретно); по масштабам форм (макро-, мезо-, микро- и наноформы).

Очевидно, что логично проводить классификацию форм или процессов рельефообразования по какому-либо одному из признаков – в зависимости от цели классифицирования. Такой подход предлагается выше для систематизации биогенного рельефообразования. Если попытаться выработать единую всеобъемлющую классификацию, то, на наш взгляд, придется использовать принцип «скользящего признака» для разных иерархических уровней. Образец такой классификации представлен в виде схемы (заметим, что человек является тоже представителем органического мира, и антропогенные формы могут быть отнесены к органогенным, о чем подробнее сказано ниже).

Приведем необходимые комментарии к этой классификационной таблице. Во-первых, следует разделять прямое воздействие организмов на рельеф (создание собственно биогенных форм) и косвенное – через влияние на прочие процессы. На наш взгляд, для весьма специфического и разнообразного биогенного рельефа (при прямом воздействии организмов на рельеф) наиболее значимо различие между крупными (макро- и мезо) и чрезвычайно многочисленными мелкими (микро- и нано) формами. В каждой из этих двух основных групп биогенных форм принципиально отличаются и по условиям формирования, и по результату рельефообразующие процессы в континентальных условиях («на суше»), с одной стороны, и в океане или в береговой зоне – с другой. Среди макро- и мезоформ суши особое место занимают реликтовые, образовавшиеся в пределах морских бассейнов или на их берегах и относящиеся к наиболее крупным из распространенных в настоящее время на суше. В этой связи для

биогенных форм континента в классификационной схеме приходится добавлять еще один признак – «изначальные условия формирования». По этой же причине в схеме в самых общих чертах отражен возраст форм – реликтовые (доголоценовые) и современные (голоценовые); возможно, этот признак тоже следовало бы указывать только для форм на континенте. Признаки «нижних» таксономических уровней представляются нам очевидными: агенты формирования (зоогенные, к которым относятся, с известными оговорками, и антропогенные, либо фитогенные) и направленность процесса рельефообразования – аккумулятивный (деятельность «конструкторов» и «вкладчиков») либо денудационный («деструкторы»), как и во всех других экзогенных комплексах.

Как видно из схемы, косвенное воздействие организмов на рельефообразование проявляется в биотурбации (перемешивании осадков) и участии в транспорте наносов; наиболее же значимо они воздействуют, иницируя или блокируя прочие геоморфологические процессы (склоновые, флювиальные, эоловые, береговые и др.), либо существенно изменяя их интенсивность.

Участие микроорганизмов, растений и животных в осадконакоплении и в неразрывно связанных между собой во многих случаях биовыветривании и карсте есть одновременное сочетание прямого и косвенного воздействия на рельеф. Осадконакопление приводит к изменению абсолютных отметок поверхностей и нередко к образованию конкретных форм; биохимическое воздействие на растворимые породы (по сути разновидность биовыветривания) может приводить к образованию карстовых форм.

Добавим также, что формы собственно океанические и береговые объединены нами условно (в их формировании существуют значительные различия) и даны в обобщенном виде, главным образом «для полноты картины», не являясь предметом рассмотрения данной статьи (пользуясь случаем, автор выражает глубокую благодарность ст. науч. сотр. лаборатории морской геоморфологии каф. геоморфологии МГУ В.Н. Космынину за ценные консультации и выпускнице той же кафедры С.М. Веселовой за помощь в сборе литературных данных).

Видимо, данная схема не охватывает всего многообразия биогеогенных форм. Отчасти этот недостаток компенсируется введением в схему ряда ячеек, подразумевающих

Классификационная схема воздействия организмов на рельефообразование

Прямое воздействие на рельеф: 1 – ископаемые коралловые, мшанковые и другие рифы; 2 – ископаемые коралловые и другие банки; 3 – бобровые плотины и водохранилища; 4 – антропогенные плотины и водохранилища; 5 – терриконы, крупные насыпи, отвалы и т.п.; 6 – крупные курганы; 7 – крупные здания, сооружения и т.п. (эта ячейка схемы сопровождается вопросом ввиду наивысшей степени дискуссионности отнесения их к формам рельефа, об этом подробнее сказано ниже); 8 – крупные карьеры и шахты; 9 – котлованы, тоннели и т.п.; 10 – болотные комплексы (нередко с выпуклым профилем); 11 – коралловые, мшанковые и другие рифы; 12 – коралловые и другие банки; 13 – ракушечные и другие валы, бары (биоволновые формы); 14 – водорослевые валы и банки (биоволновые формы); 15 – термитники; 16 – малые бобровые плотины, ячеисто-мелкобугристый микрорельеф бобровых поселений; 17 – гнездовые кучи, муравейники и т.п.; 18 – кротовины, сурчины, сусликовины, байбаковины и т.п., мима-рельеф; 19 – копролитовый нанорельеф; 20 – другие зоогенные аккумулятивные наноформы; 21 – норы и норные гнезда; 22 – скотобойные тропы; 23 – ходы червей и землероев; 24 – выдолбы, ямы и т.п.; 25 – другие зоогенные деструктивные наноформы; 26 – насыпи, отвалы, плотины, курганы и др.; 27 – карьеры, ямы, котлованы, пруды и др.; 28 – торфяные бугры (биокриогенные формы); 29 – грядово-мочажинный микрорельеф болот; 30 – кочки, надольственные бугры; 31 – искорные отвалы (фитогенные либо фитогенно-ветровальные формы); 32 – купаки (фитогенно-береговые формы); 33 – каменные плотины (биокарстовые формы), заломы (биофлювиальные); 34 – другие фитогенные аккумулятивные наноформы; 35 – окпаны; 36 – искорные ямы (фитогенные либо фитогенно-ветровальные формы); 37 – ходы корней и ризомов; 38 – другие фитогенные деструктивные наноформы; 39 – микрохолмики насыпные (крабов, рыб и др.); 40 – микрорифы, микробанки, микрорельеф крупных рифов; 41 – микровалы и т.п.; 42 – копролитовый нанорельеф; 43 – норки; 44 – полости и ходы червей, сверлильщиков и др.; 45 – корневой нанорельеф мангровых и тростниковых берегов; 46 – водорослевые микровалы и т.п.

Косвенное воздействие на рельеф: а – на склоновые процессы, б – на флювиальные процессы, в – на эоловые процессы, г – на береговые процессы, д – на термокарст, е – на иные геоморфологические процессы

«другие» формы, – для групп биогенных форм, отличающихся наибольшим разнообразием.

Рассмотрим теперь подробнее органогенный рельеф суши. На суше нет таких макроформ биогенного рельефа, как в океане, из которых наиболее известны коралловые рифы, в том числе гигантский Большой Барьерный риф протяженностью ~2200 км. Однако, во-первых, количество более мелких биогенных форм (микро- и наноформ) на суше чрезвычайно велико, они имеют обширные ареалы в самых разнообразных ландшафтных условиях и уже поэтому играют значительную роль в рельефообразовании. Во-вторых, и на суше существуют крупнейшие массивы с ведущей ролью биогенного фактора – в первую очередь это болотные комплексы, где господствует торфонакопление. Площадь отдельных болот со специфическими чертами рельефообразования (в частности, формированием выпуклого поперечного профиля за счет биогенной аккумуляции) достигает тысяч гектаров, а болотных комплексов (соответственно с биогенным мезо- и микрорельефом) – миллионов гектаров (как в Западной Сибири). Рассмотрим подробнее прямое и косвенное воздействие организмов на рельеф суши.

Среди наиболее крупных биогенных форм суши – реликтовые формы, изначально возникавшие в пределах морских акваторий. В первую очередь к ним относятся сохранившиеся или экспонированные на поверхность коралловые, мшанковые и некоторые другие рифы древних морей. На территории бывшего СССР, например, известны подобные формы и тем более рифогенные отложения большой мощности и самого разнообразного возраста – от докембрия до миоцена. Наиболее известные рифовые провинции – Урал, Средняя Азия и Казахстан, Сибирь, Северо-Восток и Дальний Восток, Прибалтика, Донбасс (палеозойские рифовые образования); Крым, Кавказ, Узбекистан (мезозой); Украина, Молдавия (кайнозой) [15]. Конечно, далеко не все ископаемые рифы выражены в современном рельефе. Примером палеозойских рифовых комплексов, образующих в рельефе существенные положительные формы, являются рифовые скалы Западного Приуралья, где массивные рифовые известняки имеют мощности от 20 до 100, а нередко и до 200 м [16]. Среди мезозойских ископаемых рифов современной суши – водорослево-коралловые образования Восточных Альп с мощностями известняков до 1 км [16], рифовые постройки горного Крыма и др. Отлично выраженные в рельефе неогеновые рифовые тела известны в Молдавии, на юго-западе Украины; мшанковые рифы – на Керченском и Таманском полуостровах. Так, в Молдавии (Бричанский район) морфологически реликтовые атоллы представлены округлыми грядами известняков, местами возвышающимися до 30 м над депрессиями овальной формы. Размеры атолловых депрессий – 40 × 65 и 55 × 120 м. Диаметр одного атолла с окружающим депрессию валом ~200 м, размеры другого – 200 × 300 м. Исследовавший эти атоллы И.М. Сухов [17] относит их к мелким кольцевым рифам раннесарматского шельфа. Реже встречаются на суше ископаемые банки (например, в пределах Альпийской геосинклинали) [16].

Среди собственно «сухопутных» (протекающих в пределах суши) биогенных геоморфологических процессов наиболее мощным является, пожалуй, болотообразование, и в первую очередь – торфонакопление. Функционирование болот изучено достаточно хорошо, однако вопросам болотного рельефообразования в литературе уделяется пока крайне мало внимания. Приведем основные характеристики биогенного рельефа болотных комплексов. Л.С. Козловская, В.М. Медведева, Н.И. Пьявченко [18] справедливо относят болота к особому типу аккумулирующих систем биосферы, характеризующихся преобладанием накопления органической массы на поверхности Земли над ее распадом. Как отмечалось, болота занимают огромные пространства на земном шаре. По данным Н.Я. Каца, их общая площадь исчисляется 350 млн. га, из них до 175 млн. га (по другим данным – несколько меньше) имеют торфяную залежь глубиной более 0,5 м [19, 20]. Наиболее широко болота развиты в странах холодного и умеренного климата. Средняя заболоченность тундры в пределах России – около 70%, а хвойно-лесной зоны – около 30% [21]. Западно-Сибирская равнина на 50% покрыта

болотами и заболоченными лесами и лугами; здесь выделяется особый лесоболотный природный комплекс. Процессы болотообразования распространены в других зонах земного шара, в первую очередь в экваториальном и субэкваториальном климате (Африка, Австралия, Азия, Южная Америка). Болота классифицируются по различным признакам, в том числе по типу торфонакопления [22]. Для «бесторфяных» (по сути заболоченных территорий) и полигональных маломощно-торфяных болот собственно фитогенный рельеф не является доминирующим. На мозаично-очаговых торфяниках с неравномерной мощностью торфа уже возникают самостоятельные болотные формы, в частности «бугристые болота» севера. На фоне низинных и переходных топей здесь развиваются довольно крупные (до первых метров) повышения в форме бугров или гряд. Типичные торфяники отличаются значительной мощностью залежи – до десятка метров, например на юге лесной зоны [20]. Вместе с тем выпуклая форма не является постоянной для болот этого типа, особенно в резкоконтинентальном климате. Интенсивное торфообразование протекает в океаническом климате на торфяниках-плащах, где оно уже слабо зависит от исходного рельефа.

Болотообразование, как известно, протекает обычно двумя путями – через заторфовывание водоемов и заболачивание суши.

При образовании торфа – фитогенного материала – велика и роль микроорганизмов, основными агентами разложения являются актиномицеты, плесневые грибы и дрожжи, а также бактерии.

Помимо собственно процесса торфонакопления, в конечном итоге сглаживающего рельеф увлажненных участков, меняющего их профиль и гипсометрический уровень, биогенное происхождение имеет и характерный микро-, а иногда и мезорельеф болот. Микрорельеф представлен задерненными кочками высотой до 0,5 м и диаметром до 1–2 м, грядово-мочажинными комплексами (обычно на выпуклых торфяниках) с высотой гряд до 0,5–0,7 м, образующимися вследствие различий в усадке и темпах разложения торфа под пятнами растительности. Среди мезоформ рельефа – торфяные бугры, имеющие смешанный криобиогенный генезис. Высота торфяных бугров достигает 6–7 м, длина – до 15 м.

Скорость вертикального прироста болот различается в разных географических районах: на территории бывшего СССР – от 0,2–0,4 мм/год в лесотундре Западной Сибири до 2 мм/год в Рижской низменности [22, 23]. Интересно сопоставить эти цифры со скоростями денудации в подобных климатических условиях. Так, на равнинах в лесной зоне умеренного пояса, по данным Г.С. Ананьева [24] и М. Селби [25], скорость денудации ~0,02 мм/год [26]. Следовательно, в районах широкого распространения болот в этой зоне биогенное осадконакопление на 1–2 порядка интенсивнее процессов суммарной денудации на соседних склонах (естественно, что эти разнонаправленные процессы приурочены к разным геоморфологическим контурам). Отметим также, что своеобразным «болотным» геоморфологическим процессом является так называемая «болотная солифлюкция» – «растекание» торфа при большой его мощности в центральных частях преимущественно верховых болот, отмеченное в Сибири, Прибалтике и других регионах [2, 27, 28].

Помимо болот, являющихся, как мы видим, обширными территориями, где биогенное рельефообразование доминирует, на суше есть немало и других площадей, где биогенные процессы играют важнейшую роль в формировании микро- и мезорельефа. Так, в ряде природных зон (преимущественно в гумидном и семигумидном климате) развитие зоо- (кротовины, сурчины и др.) и фитогенных (искори, дернинные и корневые кочки и др.) микро- и наноформ является главным механизмом преобразования земной поверхности на значительных по площади субгоризонтальных поверхностях междуречий и речных, озерных или морских террас. К примеру, по нашим наблюдениям в Карпатах и Подмоскowie, нередко плотность кротовин на речных террасах достигает значительных величин – до 5 наноформ на 1 м², а средний слой почвы, выброшенной на поверхность на ряде крупных (до 500 м²) участков террас, – от 1 до 4 мм за весну!

В некоторых природных комплексах и биогенные микроформы становятся основными на обширных территориях, причем размеры этих форм оказываются довольно внушительными. Так, термитники в саваннах достигают иногда 12–15 м в высоту и до 10 м в диаметре [27, 29, 30], а плотность их распространения бывает весьма велика (~15 м друг от друга), создавая так называемые «термитниковые ландшафты», где концентрация этих форм, созданных термитами, достигает, по данным И.В. Бондырева, 875 на 1 га, а скорость аккумуляции обломочного материала за счет деятельности этих насекомых оценивается в 1 мм/год [2].

Постройки буровой джунглевой курицы (гнездовые кучи) достигают 12 м в диаметре и 5 м в высоту [31].

Чрезвычайную роль в формировании рельефа днищ долин малых и даже средних рек играют удивительные животные-строители бобры в местах их широкого распространения – в лесной зоне США, Канады, России, Германии, стран Прибалтики и Скандинавии и др. [32]. Бобровые плотины, каналы и водохранилища на малых реках вполне сопоставимы по масштабам с собственно гидрогенными формами. Автор совместно с М.Г. Синецыным в бассейне р. Унжи изучал зоогенные плотины длиной до 90 м (при ширине и высоте около 2 м) и «пруды» площадью до 5000 м², а также «сплавные» каналы длиной до 30 м при глубине до 1 м. На запруженных бобрами поймах формируются своеобразный ячеистый мелкобугристый рельеф, сеть новых или возрожденных стариц; в нижних частях склонов нередко эрозионные рытвины глубиной до 12–15 м, заложённые по обрушившимся бобровым норам [33]. Это – характерные параметры зоогенных бобровых форм рельефа, но известны и гораздо более крупные. В Канаде отмечена бобровая плотина длиной в 700 м; соответственно примерно такая же и ширина водохранилища, а длина его много больше [31].

Существует и колоссальное количество разнообразных более мелких форм – норки, холмики, сусликовины, муравейники, ходы, гнезда и т.д., на склонах – известные «коровьи дорожки» и их аналоги. При этом некоторые зоо- и фитогенные формы изучены крайне слабо, а по некоторым из них существуют всего 1–2 публикации (окпаны – борозды по минерализованным корням и стеблям тугайных растений; купки – плавучие тростниковые острова, нередко подвергающиеся в дальнейшем естественному обжигу [34, 35], каменные плотины, связанные с обрастанием древесных растений кальцитом, и др.). В ряде случаев малоизученные формы имеют весьма широкое распространение. Так, микрорельеф мима-прерии в США (микрехолмики), созданные, видимо, грызунами семейства геомидал, изобилуют на гигантских площадях (почти на 20° по широте) в 18 западных штатах. Их высота 1–2 м, диаметр – от 10 до 50 м, а количество достигает 3–4 тыс. на 1 км² [36], т.е. примерно одна форма на 250 м², а при данных параметрах это значит, что мима-формы расположены очень густо.

Широко известным и весьма мощным является косвенное воздействие организмов на рельефообразование, особенно на площадь распространения и интенсивность флювиальных, эоловых, ряда склоновых процессов. В литературе имеется множество примеров этому, и мы ограничимся здесь лишь кратким перечислением основных механизмов подобного воздействия. Так, растительность в большинстве случаев существенно ослабляет бомбардирующий эффект на почву капельно-дождевой эрозии при ливнях, уменьшает объем поверхностного стока, а леса способствуют уменьшению интенсивности (при увеличении продолжительности) половодий; корневые системы армируют почву, увеличивая обычно ее сопротивляемость смыву и размыву; шероховатая поверхность лесной подстилки замедляет скорость стока. Лесная растительность (в том числе и лесополосы) уменьшает скорости регрессивной эрозии малых эрозионных форм. По нашим наблюдениям на юго-западе Подмоскovie [13], при прочих равных условиях наиболее активно (более 0,5 м/год) растут овраги, водосборы которых распаханы на 70% и более. Кроме того, дернина и лесная подстилка колюматируют частицы, смываемые с вышележащих склонов. С другой стороны, густой растительный покров на склонах долин при прочих равных условиях

способствует интенсификации глубинной русловой эрозии вследствие уменьшения склонового смыва в русло.

Плотинный эффект имеют заломы в руслах (ввиду относительно слабой его изученности остановимся на нем несколько подробнее). На малых лесных реках интенсивная боковая эрозия способствует заваливанию русел деревьями, что нередко приводит к образованию древесных плотин. В периоды паводков залом подвергается сильному давлению воды, накопившаяся у залама древесина спрессовывается, а промежутки между стволами плавника уменьшаются. Выше залама образуются подпрудные озера, длина которых достигает 0,5 км, а перепад воды на залемах – до 4 м [37]. Такие заломы наблюдались нами на р. Немуй в 1981 г. во время катастрофических ливней в условиях муссонного климата Джугджура. При «катализирующем» влиянии заломов фарватер русла в течение 2–3 суток сместился в плане на несколько сотен метров при мощном паводочном разливе, подмыв на несколько метров залесенную поверхность 1-й надпойменной террасы и создав несколько новых протоков.

Добавим к сказанному, что одной из причин формирования пойменной фации и, в конечном итоге, высокой поймы является зарастание побочной травой, увеличивающей шероховатость поверхности [38]. При формировании же донного руслового рельефа освоение водными растениями отмелей активно способствует образованию более крупных осередков и в дальнейшем – аккумулятивных островов. Так, наблюдения за руслом в среднем течении р. Протвы (визуальные наблюдения и анализ аэрофотоснимков разных лет – 1970, 1984 и 1994 гг.) показали, что на отмелях, сложенных песчаным материалом, поселяется ситник (высокорослые водные травянистые растения), его заросли значительно повышают интенсивность аккумуляции. Образуются надводные (выше меженного уровня) осередки, они начинают покрываться сначала травянистой «сухопутной», а затем и древесной (ветлы) растительностью. Зарастание осередков усиливает аккумуляцию на них при половодьях и паводках, в русле реки образуются острова – новые фрагменты низкой поймы.

В развитии склоновых процессов биота может выступать как фактор, сдерживающий или подготавливающий эти процессы. С одной стороны, растения задерживают и перераспределяют сток атмосферных осадков, армируют почву корневыми системами. Кроны, стволы и корни являются экраном по отношению к склоновой денудации. С другой стороны, растения участвуют в подготовке склоновых процессов посредством разрушительного биомеханического и биохимического воздействия разрастающихся корней на горные породы, снижения устойчивости склонов от веса деревьев, передачи через них на склон ветровой нагрузки и т.д. Как известно, характер растительного покрова (наличие или отсутствие дернины на склоне, ее проективное покрытие) более, чем любой другой фактор (кроме метеорологического), влияет на интенсивность делювиального смыва. В лесу, где есть подстилка из опада или дерновый покров, и на поверхностях с плотной травянистой растительностью (дерниной) делювиальный смыв гасится полностью даже на крутых склонах. Опытным путем доказано, что 15-метровой полосы плотной целинной дернины достаточно, чтобы колыматировать весь обломочный материал, сносимый с расположенного выше длинного склона [8]. Распаханные склоны, лишенные природной структурности поверхностного горизонта почвы и защитной брони дернины, подвержены интенсивному плоскостному смыву, который может переходить в линейный размыв. В естественных условиях плоскостной смыв свойствен преимущественно территориям с семиаридным климатом, в условиях которого не формируется сомкнутый растительный покров. В этих же природных условиях (с учетом ливневого характера относительно редких атмосферных осадков) наиболее часто формируются бедленды.

Велика роль растений и в механизме массового смещения рыхлого чехла на склонах, причем воздействие это неоднозначно. Наряду с замедляющим эффектом вследствие скрепляющего действия корней (пожалуй, преобладающим), в ряде случаев растения могут способствовать и интенсификации склоновых процессов –

в первую очередь из-за передачи в толщу грунта давления ветра на крону деревьев [8]. Кроме того, на участках массовых ветровалов падение деревьев с выворачиванием корней (искори) дополнительно перемещает грунт. Этот своеобразный механизм смещения материала на залесенных склонах С.В. Лютцау назвал «корневым сносом» [39]; особенно интенсивно он протекает на крутых склонах. На ряде участков Среднесибирского плоскогорья таким способом перемещается в среднем слой мощностью около 0,1 мм за год.

Противоречиво и влияние растительности на оползневые процессы: в разных ситуациях разнонаправленно действуют армирование грунта корнями (особенно на оплывных склонах) и дополнительная нагрузка от деревьев (на оползнях).

Менее изучено воздействие животных на склоновые процессы. По нашим подсчетам, на долинных дефлюкционных склонах на юго-западе Подмосковья весенняя роющая деятельность кротов в местах их массовых поселений приводит к увеличению скоростей склоновых процессов на 2–3 порядка, перемещая слой в 0,1–0,2 мм/год, или до 2,5 т/га; по сути эти землерои, давая многочисленные свежие выбросы грунта в условиях близких к нулю температур, переводят дефлюкционный процесс смещения материала в солифлюкционный [40]. Довольно близкие величины по объему перемещения вещества на склонах мелкими землероями приводит А.А. Клюкин по наблюдениям в Крыму. Исходя из его расчетов [41], за счет деятельности мышевидных грызунов (в местах их широкого распространения) на склонах степной равнины Крыма перемещается в среднем ~5,4 т/га (0,43 мм/год), а на лесных горных склонах около 6,4 т/га (0,58 мм/год). (Заметим, что для Подмосковья приведены объемы только весенней деятельности землероев.) Добавим к этому, что выпас скота на склонах ведет к интенсификации децерации и появлению «коровых» и т.п. «троп», что отмечалось выше.

Едва ли не определяющую роль (наряду с собственно ветром) играет биота в развитии эоловых процессов. Само рельефообразующее воздействие ветра на земную поверхность в большинстве случаев возможно лишь при отсутствии или разреженности растительного покрова, закрепляющего рыхлые отложения и снижающего скорость ветра. Не случайно Б.А. Федорович [42] создал классификацию эоловых комплексов рельефа в рыхлах породах, основанную на степени проективного покрытия растений. Одиночные растения и зоогенные микроформы аридных областей являются ядрами зарождения многих эоловых форм (холмики-косы, закустовые бугры и т.п.), и «консерваторами» форм (растения). Направленность развития эоловых форм (продольные или поперечные к ветру формы; параболические дюны или барханы и т.д.), а тем более его интенсивность также зависят от распространения растительности. Уничтожение растительности вследствие, например, интенсивного выпаса скота на периферии пустынь – главная причина их наступления. Опустынивание саванн на границе с Сахарой имело результатом образование «зоны голода» Сахель.

Роль растительности в формировании морских и озерных берегов изучена довольно давно и детально. Достаточно сказать, что в классификации берегов выделяется группа органогенных. Помимо собственно биогенных форм рельефа (коралловые рифы, банки и др.), к этой группе относятся мангровые и тростниковые берега, на которых указанные растительные комплексы играют значительную роль в формировании рельефа и динамике берега, преимущественно нивелируя абразию и способствуя интенсификации осадконакопления в береговой зоне [10, 43]. Фитоукрепление берегов от абразии активно применяется и на берегах водохранилищ, где используются влияние корневых систем растений на водопрочность пород берегового уступа и волногасящее воздействие растительности [44]. Выше упоминалось об абрадирующем эффекте камнеточцев; в формировании поверхности маршей немалое значение имеет колыматация травяным покровом тонких частиц во время сизигийных приливов. Общеизвестно значительное участие остатков организмов (в первую очередь ракушки и ее детрита) в осадконакоплении на берегах, в том числе озерных,

с образованием соответствующих форм (ракушечные валы, пляжи и т.п.). В формировании специфических озерных донных осадков – сапропелей велика доля органических остатков.

Противоречивы сведения о влиянии растительности на карст; судя во всему, оно неоднозначно. С одной стороны, многие исследователи отмечают меньшую плотность карстовых форм на залесенных участках [45–47 и др.] из-за отбора деревьями части атмосферных осадков; с другой стороны, например, тропический карст развивается во многом благодаря химической активности гуминовых кислот – продуктов жизнедеятельности организмов [29], а ходы корней (как и ходы землероев) служат каналами проникновения воды и природных растворов [48].

В областях распространения многолетней мерзлоты уничтожение растительного покрова (вырубка деревьев, пожары, вытаптывание травяного и мохового покрова скотом) способствует интенсификации термокарстовых просадок.

Существуют и иные формы воздействия организмов на процессы рельефообразования (просадки по отмирающим остаткам растений, транспорт валунов водорослями на берегах озер и морей и др.).

В целом биогенное рельефообразование как никакой другой рельефообразующий процесс подчиняется закону климатической зональности (причем и на суше, и в океане), поскольку зонально распространены сами организмы, будучи во многом функцией климата.

В холодных ландшафтных условиях земного шара – в нивальном и полярном климатах (арктический, субарктический, антарктический и субантарктический климатические пояса) – роль биогенного фактора выполняет прежде всего биогенное выветривание. Ведущими агентами выветривания здесь являются бактерии, мхи и лишайники. В тундровой зоне мохово-лишайниковая «подушка» и травяно-кустарничковый покров препятствуют развитию эрозионных процессов. Малейшее антропогенное вмешательство, связанное с уничтожением растительного покрова, приводит к резкой интенсификации эрозии. На обширных площадях тундры ведущим геоморфологическим процессом является торфонакопление в болотах и формирование специфического фитогенного и криофитогенного болотного микро- и мезорельефа (кочкарник, торфяные бугры и т.п.).

Лесной зоне умеренного пояса также присущи процессы болотообразования. Кроме того, в этой зоне широко распространены своеобразные формы микро- и нанорельефа: кротовины, муравейники, норы и др.; формируется ветровальный микрорельеф (искори) и активно протекает корневой снос. В рельефообразовании в долинах малых рек значительную роль играют боры, реке заломы. В большинстве случаев в полосе лесов густая и быстроразвивающаяся растительность затрудняет образование мелких эрозионных рытвин или их дальнейшее развитие (если нет заметного антропогенного воздействия).

В аридных зонах растительный покров либо совершенно отсутствует, либо разрежен и представлен ксерофитами с незначительным проективным покрытием. Именно этот фактор является важнейшим условием активной рельефообразующей деятельности ветра и, соответственно, широкого распространения здесь эоловых форм. Поверхности с разреженным растительным покровом или лишенные его становятся легко уязвимыми и для эрозионных процессов. Поэтому семиаридные зоны полупустынь и семигумидные степей имеют обычно густую сеть эрозионных рытин, созданных временными водотоками. Вслед за периодом с ливневыми осадками (1–2 мес) следует длительный, до нескольких месяцев, период засухи, когда травянистая растительность выгорает; зимой растительность здесь тоже активно не вегетирует. Таким образом, к началу следующего дождливого периода почва оказывается не защищенной растительностью от размыва и активно эродируется, в результате чего нередко формируются бедленды (о чем сказано выше). В аридной зоне широко распространены зоогенные наноформы рельефа: сурчины, сусликовины, байбаковины и т.п. Как отмечалось, эти формы и одиночные растения часто являются «ядрами

концентрации» золотого материала и способствуют образованию начальных золотых форм.

Яркой особенностью пояса саванн являются термитники, которые относятся уже к микро-, а не к наноформам. Кроме того, существенную роль играют здесь дефляция в сухой зимний период, делювиальный смыв и эрозия в начале лета, когда выгоревший травянистый покров еще не восстановлен.

Во влажных лесах экваториального климата именно густая растительность препятствует активному формированию эрозионных рытвин. В литературе приводится множество примеров катастрофического эрозионного расчленения на территориях этой зоны (в условиях постоянных ливневых осадков) после вырубок лесов и распахки (побережье Гвинейского залива, бассейны Амазонки, Конго и др.). Как отмечалось, в местах распространения карбонатных пород в этом поясе широкое развитие приобретают карстовые процессы, которые во многом обусловлены наличием химически активных гуминовых кислот, являющихся продуктами распада органических остатков. Как и в лесах умеренной зоны, здесь есть ветровальный и зоогенный нанорельеф, болотное рельефообразование (хотя и не столь интенсивное).

Попутно заметим, что классическими примерами зональности морского биогенного рельефообразования являются приуроченность к тропическим и экваториальному поясам коралловых рифов и мангровых берегов, радиоляриевое осадконакопление в теплом климате и диатомовое – в умеренных широтах.

Зональность биогенного рельефообразования на суше определяет различие в суммарной интенсивности геоморфологических процессов в разных природных зонах. Так, например, скорость современных процессов денудации в пределах лесной зоны умеренного пояса на равнинах составляет 0,01–0,02 мм/год, а на семиаридных равнинах – 0,03–0,05 мм/год, т.е. в 3–5 раз больше [24]. Из вышесказанного очевидно, что биогенный фактор – один из важнейших в таком распределении.

Изменение типов растительности и животного мира, как известно, происходит не только по широте, но и по высоте над уровнем моря, вследствие чего биогенное рельефообразование подчиняется и высотной поясности. Она проявляется во многом аналогично зональности, но со своей спецификой. Например, большая крутизна склонов ведет часто к интенсивным и даже катастрофическим геоморфологическим процессам при нарушении растительного покрова на склонах, причем немалую роль в этом играет вытаптывание его копытными животными – с обнажением грунта и образованием «коровых», «козых» троп и т.п. Более того, распространение в горах высотных поясов, не свойственных соответствующим широтам, в ряде случаев приводит к изменениям в тенденциях развития рельефа в определенных высотно-растительных поясах. «Растительный покров, как указывал еще А. Пенк в 1894 г., является одним из факторов, влияющих на высоту гор. Особое значение в рельефообразующих процессах имеют границы растительных зон. В перигляциальных условиях вблизи таких границ происходит резкое изменение глубины промерзания и оттаивания, изменяются условия выветривания и усиливается его интенсивность... Вблизи уровня верхней границы леса... наблюдается возрастание осадков, увеличение на склонах мощности деятельного слоя... густота эрозионной сети (в горах Северо-Востока России. – С.Б.) возрастает примерно вдвое по сравнению с расчлененностью склонов в лесной зоне...» [49, с. 60–61]. Верхняя граница леса, являясь рубежом активизации геоморфологических процессов, способствует замедлению денудации верхних высотных уровней, что, по мнению Г.С. Ананьева [49], составляет одну из причин яркости рельефа некоторых горных стран (в частности, Верхнеколымского нагорья).

С зональностью растительного и животного мира связана и периодичность биогенного рельефообразования, причем самых разных временных уровней. Так, А. Болиг [50] указывал на то, что пенеппенизация может происходить лишь на территориях, покрытых лесами, имеющими сплошной растительный покров и плотную подстилку. Такие растительные формации появились в середине кайнозоя,

следовательно, в это время в районах умеренно-влажного климата установились биогеографические условия, благоприятные для развития пенеппенизации. В более древние периоды истории Земли, когда лесной и травянистой растительности не было совсем или она была скудна, существовали условия для развития педиментов – и не только в аридных областях [50]. Таким образом, можно говорить, что засушливые эпохи в девоне, пермо-триасе и эоцене, охватившие значительные площади земной поверхности, были эпохами формирования педипленов, и во многом благодаря периодичности развития растительности. Еще одним примером периодичности рельефообразования и осадконакопления могут служить выводы Х. Эрхарта [51], сделанные им на основании исследований на о-ве Мадагаскар. Он определил, что смена известняковых, доломитовых и кремнистых пород глинами, бокситами или железистыми минералами могла происходить в геологическом прошлом вследствие исчезновения лесной растительности.

Ю.М. Васильев [52], С.И. Болысов [13] и другие исследователи отмечают большую роль изменений растительности в разные эпохи плейстоцена в развитии долин крупных и малых рек и малых эрозионных форм в областях, подвергавшихся покровным оледенениям или испытывавших их непосредственное влияние. Так, максимум врезания эрозионной сети приходится на промежутки времени, переходные от оледенений к межледниковьям, когда деградировала многолетняя мерзлота и растительность становилась более густой, что вело к замедлению склоновых процессов и значительному уменьшению поступления материала со склонов в русло. Это, в свою очередь, высвобождало энергию русловых потоков от транспорта части наносов и приводило к интенсификации глубинной эрозии. Вместе с тем растительность не была еще столь пышной, чтобы исключить овражную эрозию, и малые эрозионные формы углублялись вслед за понижением базиса эрозии. В эпохи же похолоданий климата (соответствующие оледенениям) интенсифицировались солифлюкционные и делювиальные процессы из-за уменьшения густоты растительного покрова и возобновления многолетней мерзлоты. Это были эпохи выполнения эрозионных врезов аллювием, преимущественно перигляциального типа [13, 52]. Во многом с разреженностью растительности (типа тундровой) связано было и дюнообразование на задровых массивах в перигляциальной зоне плейстоценовых ледников [38]. В голоцене эти параболические и валообразные дюны в основном оказались закрепленными лесами и положение их стабилизировалось, поскольку при современных ландшафтных условиях рельефообразующая деятельность ветра ничтожна. Такие залесенные дюны наблюдались нами вдоль границы московского оледенения в Костромской, Московской и Калужской областях.

Периодические изменения процесса рельефообразования под влиянием колебаний зональности растительности и животного мира происходят и в относительно короткие сроки (века, десятилетия). Так, например, изменение ареалов отдельных видов животных может привести к исчезновению многочисленных зоогенных микро- и наноформ рельефа. Примером периодичности с «коротким шагом» являются и сезонные изменения в жизни растительности и животных. Так, активизация эрозионных процессов в умеренном (как, кстати, и в семигумидном субэкваториальном) климате происходит в весенние месяцы, что связано и со слабым развитием растительности в это время. Пик активного построения положительных наноформ землероями также приходится на весну, и если выбросы формируются на склонах, свежеразрыхленный грунт кротовин и т.п. активно вовлекается в склоновые процессы – гораздо быстрее, чем на соседних участках склона (см. выше).

Наконец, есть еще один своеобразный аспект в проблеме биогенного морфолитогенеза. Это общность и аналогии в биогенном и антропогенном рельефообразовании. Подобные аналогии очевидны: это строительство плотин и водохранилищ (бобровые и антропогенные), формирование микрорельефа «коровьих троп» и террасирование склонов в горах, создание кротовин и отвалов и т.д. Одной из сторон этой проблемы является направленное или непродуманное воздействие

человека на растительный покров, ведущее к изменению спектра современных геоморфологических процессов (создание лесополос, рекультивация склонов карьеров и т.п., препятствующие протеканию неблагоприятных процессов, либо, напротив, вырубки лесов, чрезмерный выпас скота и др., имеющие следствием интенсификацию эрозии, делювиального смыва, опустынивание и т.д.). Наконец, антропогенные процессы рельефообразования в целом в принципе можно рассматривать как частный случай органогенного морфолитогенеза, поскольку человек является наиболее высокообразованным представителем органического мира. Теоретически можно разделять воздействие человека на рельеф без применения или почти без применения технических средств (создание примитивных жилищ, простейших дорог и т.п., т.е. геоморфологическая деятельность на первых стадиях развития человеческого общества) и собственно техногенную рельефообразующую деятельность. При таком подходе к биогенному рельефообразованию следовало бы относить первый из двух вариантов. Однако грань между этими вариантами весьма нечеткая и искусственная. Поскольку технические средства (в том числе и те средства, которые направлены именно на изменение рельефа) созданы человеком – объектом биологическим, то и техногенное рельефообразование есть основания относить к биогенным геоморфологическим процессам, хотя, безусловно, здесь существует значительная специфика. В этой связи вызывает интерес развернувшаяся в последние годы дискуссия о том, следует ли относить здания и другие сугубо антропогенные объекты к формам рельефа (как известно, появился даже специальный термин для них: «формоиды»). Многое позволяет проводить аналогии между собственно формами рельефа и «формоидами»: морфографические и морфометрические особенности, во многих случаях – слагающий материал, нагрузки на подстилающую поверхность, влияние на перераспределение ветров и др. Думается, рассмотрение антропогенных процессов как одного из проявлений биогенного морфолитогенеза позволяет подойти к этой терминологической проблеме «от противного». Рассматривая как формы рельефа термитники, гнездовые кучи, сурчины и т.п., логично и здания относить к разновидности биогенных форм рельефа. Вместе с тем несомненно, что антропогенное рельефообразование – предмет специального рассмотрения.

Таким образом, все изложенное выше позволяет сделать следующие выводы.

1. Биогенный фактор имеет важнейшее значение для рельефообразования на суше и действует практически повсеместно. Значение этого фактора для формирования рельефа на суше пока явно недооценивается.

2. На суше существуют большие площади, на которых биогенный процесс рельефообразования является ведущим (болотные комплексы, многие субгоризонтальные поверхности междуречий и террас в гумидном климате и некоторые другие).

3. На суше распространены реликтовые макро- и мезоформы биогенного рельефа и огромное количество современных биогенных микро- и наноформ.

4. Организмы оказывают как прямое (создание биогенных форм), так и колоссальное косвенное воздействие на континентальное рельефообразование. Формы воздействия на рельеф весьма разнообразны (организмы – «конструкторы», «деструкторы», «вкладчики в осадконакопление», «транспортеры» материала).

5. Биогенный рельеф суши подчинен закону широтной зональности и высотной поясности. Биогенное рельефообразование характеризуется довольно отчетливо выраженной периодичностью развития, причем на самых разных временных уровнях – от суток и недель до сотен тысяч и миллионов лет.

6. Антропогенное рельефообразование в известной степени можно рассматривать как разновидность биогенного рельефообразования.

7. Биогенное рельефообразование на суше нуждается в дальнейших детальных исследованиях, в том числе и стационарных в различных природных зонах. Процессы биогенного морфолитогенеза необходимо учитывать в подсчетах баланса вещества как на глобальном уровне, так и на региональных или локальных уровнях. Максимально возможное сохранение структуры и взаимосвязей биогеоценозов

представляет собой важную экологическую задачу (в частности, это один из путей профилактики катастрофических геоморфологических процессов и борьбы с ними). Изучение древних органогенных толщ – один из главных методов выявления залежей ряда полезных ископаемых, а исследование процессов формирования и преобразования почв невозможно без наблюдений за процессами биовыветривания и изучения механизмов косвенного воздействия организмов на рельефообразование. Наконец, изучение биоты как фактора рельефообразования, а также обратных связей является основой для эффективного метода биоиндикации геоморфологических объектов (изучения их генезиса, возраста, современной динамики).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Болысав С.И., Веселова С.М., Космынин В.Н. Биогенный фактор в рельефообразовании // Экзогенный морфогенез в различных типах природной среды: Тез. докл. Всесоюз. конф., II Щукинские чтения. М.: Изд-во МГУ, 1990. С. 72–73.
2. Ананьев Г.С. Биогенные процессы // Динамическая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1992. С. 372–379.
3. Сафьянов Г.А. Энергия рельефообразующих процессов земной поверхности // Рельеф и климат. М.: Изд-во МФ ГО СССР, 1985. С. 23–37.
4. Вернадский В.И. Биосфера. М.: Наука, 1967. 376 с.
5. Добродеев О.П., Суетова И.А. Живое вещество Земли (масса, продукция, геохимическое значение и возможное влияние на климаты и оледенения Земли) // Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 26–58.
6. Щукин И.С. Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. М.: Сов. энциклопедия, 1980. 704 с.
7. Гадзюльская М.А., Добровольская Н.Г. Геохимические функции микроорганизмов. М.: Изд-во МГУ, 1984. 153 с.
8. Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. М.: Изд-во МГУ, 1971. 230 с.
9. Добровольский В.В. География почв с основами почвоведения. М.: Высш. шк., 1989. 319 с.
10. Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1975. 336 с.
11. McLean R.F. Erosion of burrows in beachrock by the tropical sea urchin, *Echinometra lacunter* // Canad. Zool. J. 1967. V. 45. P. 576–585.
12. Кукал Э. Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987. 246 с.
13. Болысав С.И. История развития малых эрозионных форм краевой зоны московского оледенения (на примере бассейна среднего течения р. Протвы): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1986. 24 с.
14. Добровольская Н.Г. Особенности субкавального выветривания на равнинах и горных реках (на примере Лены и Кара-Бау, Западный Тянь-Шань). // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1966. № 2. С. 86–91.
15. Преображенский Б.В. Современные рифы. М.: Наука, 1986. 248 с.
16. Равикович А.И. Современные и ископаемые рифы. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 172 с.
17. Сухов И.М. О нижнесарматских атоллах на севере Молдавской ССР // Охрана природы Молдавии. Вып. 7. Кишинев: Изд-во РИО АН МССР, 1969. 157 с.
18. Козловская Л.С., Медведева В.М., Пьявченко Н.И. Динамика органического вещества в процессе торфообразования. Л.: Наука, 1978. 172 с.
19. Кац Н.Я. Болота земного шара. М.: Наука, 1971. 295 с.
20. Ниценко А.А. Краткий курс болотоведения. М.: Высш. шк., 1967. 148 с.
21. Тюремнов С.Н. Торфяные месторождения. М.: Недра, 1976. 485 с.
22. Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим / Под ред. Иванова К.Е., Новикова С.М. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 446 с.
23. Нейштадт М.И. Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М.: Наука, 1977. 227 с.
24. Ананьев Г.С. Рубежи активизации геоморфологических процессов // Вопросы геоморфологии. М., 1974. С. 47–49.
25. Selby M.J. Rates of denudation // N.Z.J. Geogr. № 56. P. 1–13.
26. Борсук Ф.А., Спасокая И.И., Тимофеев Д.А. Вопросы динамической геоморфологии // Итоги науки и техники, Сер. Геоморфология. Т. 5. М.: ВИНТИ, 1977. 149 с.
27. Подобедов И.С. Общая физическая география и геоморфология. М.: Недра, 1974. 312 с.
28. Зелча Л.Э., Зелча В.С., Маркотс А.Я. О происхождении микрорельефа верховых болот Латвии // Науч. тр. Латв. ун-та. (Геогр. ф-т). Рига. 1990. № 57. С. 63–79.
29. Щукин И.С. Общая геоморфология. Т. 2. М.: Изд-во МГУ, 1964. 563 с.

30. Хураулт Дж. Гигантские окаменелые термитники в Западной Африке (Камерун) // *Sah. geol.* 1991. (Р.Ж. Антропогенный период. 1992. № 7. 7-Г 106).
31. Фройде М. Животные строят. М.: Мир, 1986. 216 с.
32. Балодис М.М. Бобр. Рига: Зинатне, 1990. 272 с.
33. Силицын М.Г., Русанов А.В. Влияние деятельности речного бобра на рельеф долин и русел малых рек Ветлужско-Унженского полесья // *Геоморфология.* 1990. № 1. С. 85–91.
34. Боровский В.М. Окпаны // *Природа.* 1955. № 4. С. 100–102.
35. Боровский В.М. Микрорельеф дельты Сырдарьи // *Уч. зап. Казах. ун-та.* 1956. 21. С. 145–162.
36. Scheffer Victor B. Do fossorial rodents originate mima-type microrelief? // *Amer. Midland Naturalist.* 1958. V. 59. № 2. P. 505–510.
37. Полунин Г.В. О роли заломов в развитии долин таежных рек // *Вопр. географии Дальнего Востока.* № 16. Хабаровск, 1975. С. 181–185.
38. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М.: Высш. шк., 1988. 320 с.
39. Лютцау С.В. О роли корневых систем древесных растений в движении рыхлых обломочных масс на склонах и в формировании рельефа // *Вопр. географии.* Т. 46. М.: Госиздат геогр. лит-ры, 1959. С. 169–177.
40. Болысов С.И. О влиянии землероев на интенсивность смыва почв // Тез. докл. Всесоюз. науч. конф. «Почвенно-эрозионные процессы и меры борьбы с эрозией почв». Май 1991 г. Душанбе: Дониш, 1991. С. 14–15.
41. Кляюкин А.А. Денудация склонов мышевидными грызунами в Крыму // *Геоморфология.* 1994. № 3. С. 54–61.
42. Федорович Б.А. Вопросы происхождения и формирования песчаного рельефа пустынь // *Проблемы геоморфологии:* Тр. Ин-та географии АН СССР / Под ред. Маркова К.К. М. Л., 1948. С. 160–184.
43. Сафьянов Г.А. Береговая зона океана в XX веке. М.: Мысль, 1978. 264 с.
44. Романова Е.И. Роль растительности в переформировании берегов водохранилищ и методика прогноза переработки берегов существующих водохранилищ с недостаточной информацией о фактических величинах размыва: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1979. 24 с.
45. Крубер А.А. Карстовая область горного Крыма. М., 1915. 319 с.
46. Варсанюфьева В.А. Жизнь гор. М.: Изд-во МОИП, 1950. 171 с.
47. Пашканг К.В. Бассейн реки Зуши (Физико-географическая характеристика): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГПИ, 1955. 13 с.
48. Саваренский Ф.П. Гидрогеология. М.; Л.: Глав. ред. геол.-развед. и геодез. лит., 1935. 335 с.
49. Ананьев Г.С. Динамическая геоморфология. Формирование вершинных поверхностей. М.: Изд-во МГУ, 1976. 172 с.
50. Baulig H. Peneplaines et pediplaines // *Bull. Soc. belge etudes geogr.* 1956. V. 25. № 1. P. 25–58.
51. Эрхарт Х. «Биостазия» и «рексистазия». Очерк теории о роли педогенеза в связи с геологическими явлениями // *Compt. rend. Acad. Sci.* 1955. V. 241. № 18. P. 1218–1220 (РЖ Антропогенный период. 1957. Г 357).
52. Васильев Ю.М. Отложения перигляциальной зоны Восточной Европы. М.: Наука, 1980. 172 с.

Московский государственный университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
21.01.95

BIOGENIC RELIEF FORMATION ON THE LAND

S.I. BOLYSOV

S u m m a r y

Comprehensive data on biogenic factor significance show it to be of great importance for the relief formation on the land. Organisms influence the continental relief formation in both direct and indirect way. Biogenic relief on the land follows the laws of latitudinal and altitudinal zonality. Athropogenic relief formation may be considered as a variety of biogenic relief formation.