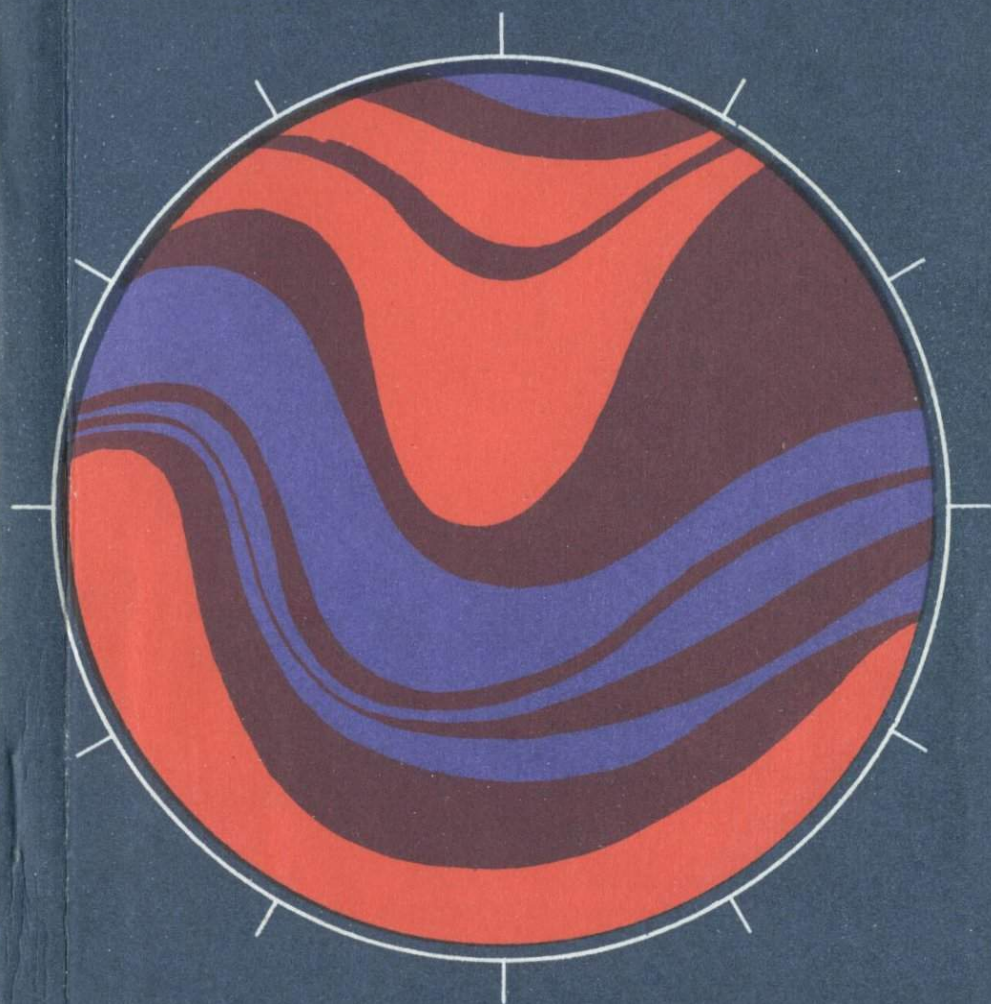


ДЖ. Б. ТОРНЕС, Д. БРУНСДЕН

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ВРЕМЯ





J. B. THORNES AND D. BRUNSDEN

GEOMORPHOLOGY
AND TIME

METHUEN AND Co LTD

ДЖ. Б. ТОРНЕС, Д. БРУНСДЕН
ГЕОМОРФОЛОГИЯ
И ВРЕМЯ

Перевод с английского
Т. Ю. СИМОНОВОЙ, И. М. ЗЕЙДИСА

Под редакцией д-ра геогр. наук
Ю. Г. СИМОНОВА

3526

МОСКВА «НЕДРА» 1981



Торнес Дж. Б., Брунсден Д. Геоморфология и время: Пер. с англ. — М., Недра, 1981, с. 227 — Пер. изд.: Великобритания, 1977.

В книге рассмотрено значение временных процессов, являющихся одним из центральных вопросов геоморфологии. Сделана попытка создания определенной схемы, в рамках которой излагаются старый и новый подходы в геоморфологии. Проводится сравнение раннего количественного метода и современного метода полевых измерений, освещается новое направление — аналитическое моделирование. Рассматриваются три темы, в аспекте которых можно принять время за центральную проблему в геоморфологии. Эти темы: денудационная хронология, точное описание механизма и скорости геоморфологических процессов и разработка системного анализа в геоморфологических исследованиях.

Книга рассчитана на широкий круг геоморфологов и географов, она может быть использована студентами геологических и географических вузов и факультетов.

Табл. 15, ил. 87, список лит. — 339.

МИР ГЕОГРАФИИ

Прогресс в современной географии приводит к быстрым изменениям концепций в курсах лекций. В то же время значительный рост числа студентов в колледжах и университетах вызывает большой и порой неудовлетворимый спрос на печатные издания, хранящиеся в библиотеках. Растет и, вероятно, будет расти потребность в дешевых учебниках, знакомящих читателя с методами, концепциями и законами во многих областях географии. После средней школы обучение является последовательно иерархическим, и предметы излагаются на возрастающем специализированном уровне. Данная серия предусматривает издание учебников, чтобы удовлетворить требования этого обучения. При рассмотрении всей серии в целом может показаться, что некоторые книги частично повторяют друг друга, излагая отчасти сходные закономерности или проблемы, но с различной степенью обобщения. Однако в наши намерения не входило желание представить на рассмотрение читателя ряд взаимонесключающих работ, совокупность которых обеспечила бы познания «всей географии». Скорее мы стремились удовлетворить потребности сегодняшних студентов-географов, которые нуждаются главным образом в некоторой общей основе наряду с набором специальных знаний.

Не существует четкой границы между «старой» и «новой» географией. Вместо этого есть широкий спектр идей и мнений, касающихся развития географического обучения. Мы надеялись показать кое-что из этого спектра в данной серии книг и исходили из того, что в такой серии книг могут иметь место различия в изложении вопросов, как и расхождения во взглядах между авторами. В предполагаемой серии нет единства взглядов и строгой последовательности тем. Каждая книга представляет собой точку зрения ее автора и может иметь свои собственные особенности.

Лондонский университет

В. Б. Морган

Королевский колледж

Дж. С. Пью

ПРЕДИСЛОВИЕ

При написании этой книги наша цель заключалась в том, чтобы рассмотреть время как одно из центральных направлений геоморфологических исследований и попытаться получить общие сведения, которые позволят сравнить старые и новые подходы к этому вопросу. Поэтому мы включили в обсуждение обзор качественных моделей 50-х годов, эксперименты наблюдения, измерение течения процессов и полевые исследования, которые широко применялись в 60-х годах, и распространенное сейчас аналитическое моделирование. Мы надеемся избежать компиляции существующей литературы, и не хотели бы, чтобы наша книга имела характер наставлений, ибо мы хотим написать об идеях и концептуальных методах. Поэтому в нашей работе о многом упоминается лишь кратко, что-то оставлено незаконченным и не объяснено полностью. Однако есть надежда, что написанного вполне достаточно для того, чтобы дать некоторое представление о проблемах и состоянии вопроса и тем самым стимулировать дальнейшее чтение, размышление и дискуссию. Если книга достигла этой цели, то мы надеемся, что вызванное ею «брожение умов» не принесет большого вреда для разума.

Мы очень признательны тем, кто принимал участие в создании этой книги: миссис Энн Роджерс и мисс Пенни Робертс за неоднократную перепечатку рукописи; покойной мисс Дьюки Орсейник, мисс Рома Бьюмонт и мистеру Гордону Рейнеллу, которые выполнили рисунки; мисс Патриции Эйлот — автору фотографических работ; профессору Дж. С. Пью за редакцию рукописи. И, наконец, Розмари и Элизабет — за выдержку, проявленную ими при обсуждении спорных проблем.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы и издатели хотели бы поблагодарить следующих лиц и организации за предоставленные ими разрешения получить копии с материалов, охраняемых авторским правом:

Речные власти Западного Суссекса за рис. 1.2.

Д. Р. Коутса и Южный университет Нью-Йорка за рис. 1.7.

«Джон Уайли энд санз инкорпорейшн» за данные, представленные на рис. 1.8.

American Journal of Science за табл. 1.1, рис. 5.4.

Bulletin, Американское геологическое общество за рис. 1.12; 8.1.

Институт британских географов за рис. 1.13; 1.15, а; 1.15, г; 2.3, 2.4; 3.2; 3.4, а; 5.3; 6.7; 7.13.

Американское общество гражданских инженеров за рис. 1.4, а; 3.8.

Американский геофизический союз за рис. 1.4, б.

Королевское общество Philosophical Transactions за рис. 1.11; 2.6; 7.12, б.

Journal of Geology за рис. 1.4, в; 1.16; 7.4; 10.2.

Энтони Янга за рис. 1.5, б.

Джорджа Филлипа за данные, представленные в табл. 1.2, и рис. 6.3.

Издательство Кембриджского университета за рис. 2.1; 7.9; табл. 5.1.

Лондонское геологическое общество за рис. 2.5.

«В. Х. Фримен энд корпорейшн» за рис. 2.7, а; 4.5; 4.11, а.

Journal of Soil Science за рис. 2.7, б.

Геологический институт в Уппсала за рис. 2.8.

Геологическую службу США за рис. 2.9; 2.10; 7.6; 8.2, б; табл. 5.1.

«Интерсайенс» (Нью-Йорк) за рис. 2.11.

Norsk Geografisk Tidsskrift за рис. 2.12.

Geografiska Annaler за рис. 2.13, табл. 5.4.

Британские военно-воздушные силы за рис. 3.3.

Geographical Bulletin за рис. 3.4, в.

Zeitschrift fuer Geomorphologie за табл. 3.2.

Группу геоморфологических исследований в Британии за рис. 3.6; 3.7; 5.2, а, б.

Министерство сельского хозяйства и охраны почвы (Мадрид) за табл. 4.2, 4.6.

Geol. en Mijnbouw, за рис. 4.7, б.

Geographical Analysis за рис. 4.12, б.

Annales de Geographie за табл. 5.2.

Департамент изысканий автомобильных дорог США за рис. 5.1.

Издательство «Эдвард Арнольд Паблшерз» за рис. 5.2, в;
табл. 6.1.

Издательство «Presses Universitaires de France» за рис. 5.5.

Издательство «Макмиллан» (Нью-Йорк) за рис. 6.2, б.

Издательство Принстонского университета за рис. 6.4.

«Метьюен энд компани Лтд.» за рис. 6.5.

Quarterly Journal of the English Geological Society за рис. 6.6.

Издательство «Springer — Verlag» за рис. 7.3; 7.11.

Издательство «Пергамон Пресс» за рис. 7.10; 7.12, а.

Water Resource Research за рис. 1.14.

Geographical Magazine за рис. 8.1, б.

Корпус военных инженеров США (карты) за рис. 9.3.

ЮНЕСКО за рис. 9.4.

Ассоциацию американских географов за рис. 9.6.

1. ВВЕДЕНИЕ

Руководящая мысль, присутствующая во всех наших исследованиях и сопровождающая каждое наше новое наблюдение, отзвук которой кажется исследователю Природы непрерывно отражающимся от каждой части его работы, это — Время! — Время! — Время!

Джордж Пулетт Томсон Скруп 1858

Время проникает во все области геоморфологии — от наиболее узких наблюдений неясно локализованного геоморфологического процесса, например растворения минералов в выбоинах гранитов, эродированных ледником, до макроскопического, весьма абстрактного моделирования развития речных систем за тысячи лет. Кроме того, некоторые из наиболее важных геоморфологических проблем рассматривают время в качестве центрального вопроса. Это проблемы равновесия и градиента, величин и частот, одновременности завершения этапов, денудационной хронологии, минимизации отклонений и максимизации энтропии.

Разные интересы сосредоточены на ограниченном коротком отрезке времени, о котором у нас есть знания: формирование эрозионных поверхностей на архейском фундаменте, смена поднятий и денудации в позднечетвертичное время, четвертичная хронология оледенений и межледниковий, горизонтальное смещение флювиальной деятельности на поймах, прохождение пика осадконакопления в русле или изменение давления на песчаную частицу в турбулентном потоке на экспериментальном лотке.

Применяемые для наблюдения методы обусловлены масштабом времени, а также теми временными характеристиками процессов или форм, которые мы считаем важными. Таковы, например, малая площадь для непрерывного наблюдения снежного покрова в умеренных широтах. При определении интервалов между сроками наблюдений за высотой волн следует принимать во внимание периодические свойства явления как во времени, так и в пространстве. Долгосрочные наблюдения за деятельностью грязевых потоков дают суммарные результаты. Эти результаты могут иметь ограниченное значение для выявления ведущих факторов образования и управления грязевыми потоками, особенно при высокой скорости их отклика на управляющие факторы.

Центральное положение времени в геоморфологии естественно вытекает из трех основных направлений науки. По порядку их проявления это: а) исследования денудационной хронологии и эволюции рельефа, б) детальное описание механизмов и скоростей дейст-

вия рельефообразующих процессов и в) применение в геоморфологии системного подхода. Примечательно и ни в коем случае не случайно, что время — центральная тема денудационной хронологии — играет такую большую роль в более поздних исследованиях. Представляется разумным изменить порядок этих пунктов, чтобы представить увеличение временных интервалов, уменьшение точности измерения времени и логические изменения в методах наблюдения, построения и проверки моделей. Мы предпочитаем двигаться от общих научных представлений о времени и наблюдениях во времени к идеям собственно «геоморфологическим». Поэтому трудная тема денудационной хронологии становится запоздалой в нашей дискуссии. В то же время мы не ставили перед собой цели увековечить скорее всего бесполезную поляризацию предмета разговора между денудационной хронологией и изучением современных рельефообразующих процессов или между сторонниками зависимости и независимости процессов от времени. Менее всего мы умеем выделять различия между количественным и неколичественным. В действительности проблемы изучения современных процессов также сложны, как и проблемы долгосрочной эволюции, которые тоже доступны для точного и систематического изучения. Одно должно дополнять другое.

Эта книга посвящена одному из основных спорных вопросов в геоморфологии, но не единственному. Чтобы вы не думали, что время является исключительной проблемой, мы напоминаем, что существуют и другие важные спорные вопросы — литология и процесс, влияние климата на рельефообразование, пространственная изменчивость, стохастические процессы. Однако все эти проблемы сталкиваются с проблемой наблюдения, моделирования и интерпретацией событий во времени.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ИХ ВРЕМЕННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Прежде чем обсуждать наиболее важные направления исследований, где геоморфологи сталкиваются с категорией времени, полезно рассмотреть несколько важных его аспектов с точки зрения природы геоморфологических данных и общих способов их временной интерпретации.

Данные

Многие рассмотренные в этой книге проблемы будут касаться соотношения пространства и времени, и потому важно осознавать, что они не всегда обладают одинаковыми свойствами. Основное свойство времени — продолжительность — можно сравнить с пространственными свойствами площади или расстояния в том смысле, что они являются ограниченными и величина их

может быть измерена. Однако с точки зрения взаимосвязей явлений в пространстве и во времени время отличается свойством направленности и в макроскопическом смысле является необратимым. Так, мы говорим о прошлом, настоящем и будущем, о том, что есть и что будет. События начинаются, продолжаются и кончаются. Положение их фиксировано, следовательно, фиксирована и направленность относительно предшествующих и последующих событий. Это резко отличается от пространственных явлений, которые должны быть зафиксированы в пространстве ссылкой по крайней мере на три точки. Такая мимолетная, направленная природа времени является основой для понимания любого процесса, для которого мы стремимся установить скорость и направление его действия, продолжительность памяти предшествующих событий и время релаксации.

Геоморфологические данные можно классифицировать на временной основе по степени обладания несколькими характерными свойствами. Например, дискретные события могут рассматриваться как «изолированные», если они случаются настолько редко, что можно считать их происходящими «только однажды». В более широком понимании они обладают свойствами *непрерывности* (например, температура масс горных пород), *колебания* (повышения и понижения температуры) и *последовательности* их свершения (как *временные ряды*). Можно привести и простые примеры такой последовательности событий, когда они могут быть регулярными, случайными или собранными в группы, могут иметь коротко- или долгосрочные тренды, такие, как эволюция и сукцессия, могут быть циклическими или ритмическими, как, например, явления вулканизма или горизонтальные смещения вдоль разломов.

Геоморфологические явления могут быть медленно изменяющимися и динамическими (если измерения проводить в масштабе истории человечества). К медленно изменяющимся относятся колебания уровня моря, изостатические явления, уменьшение объемов грунтов при пепеленизации и педиplanation. Однако на практике такие изменения трудны для наблюдения и реже рассматриваются, чем при описании динамических явлений.

Скорость и ускорение представляют собой существенные характеристики при изучении рельефообразующих процессов. Скорость, которая выражается как расстояние, пройденное в единицу времени (L/t), является одним из наиболее общих и часто измеряемых параметров при изучении процессов. Часто ее рассматривают вместе с векторами перемещения и равнодействующими положения или состояния системы (рис. 1.1, а). Ярким примером могут быть общее направление перемещения и количество транспортируемых наносов, что также используется для пояснения нечетких связей, существующих между временем и пространством. При этом мы не только дополняем анализ скоростью транспортировки наносов (L/t), но и сравниваем значения переменных в более отдаленных пространстве и времени. Изменения в скоро-

сти потока в одной точке пространства (на измерительной станции) или в нескольких точках пространства (несколько измерительных приборов расположены вдоль по течению, рис. 1.1, б) показывают расстояние, пройденное за единицу времени, или позволяют изучить кинематику волн [Nye, 1965].

Динамические явления могут рассматриваться как случайные, однонаправленные или циклические. Интерес к случайным явле-

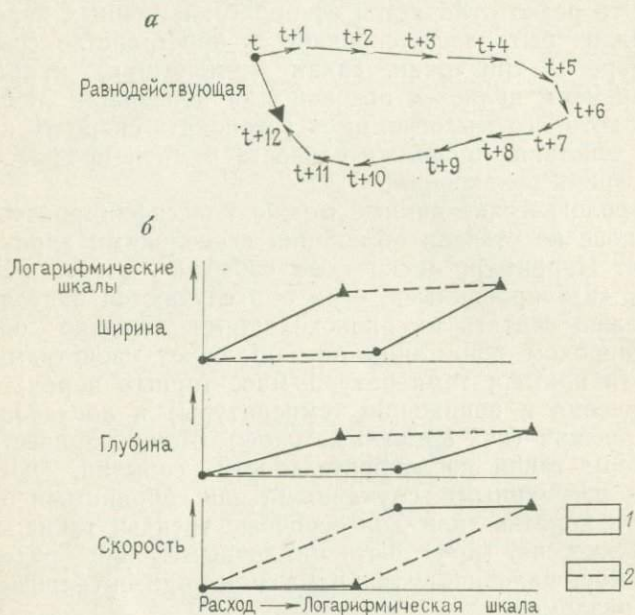


Рис. 1.1.

а — гипотетические равнодействующая и векторы чистого перемещения наносов в устье (каждая стрелка изображает последовательные пути частицы, равнодействующая представляет конечный результат этих движений), *б* — зависимости между русловым стоком, скоростью течения и геометрией русла с изменением времени (на измерительной станции) и в направлении вниз по течению: 1 — изменение расхода вниз по течению, 2 — изменение расхода на станции во времени

ниям быстро растет по мере того, как геоморфологи продвигаются от детерминированных моделей научного объяснения к вероятностным. Например, недавно Ховард [Howard, 1965] предположил, что оползни могут быть случайными событиями; Каллинг [Culling, 1963] пытался развить теорию медленного перемещения грунтов, основываясь на рассмотрении случайных сил в грунтовой массе. Однако большинство геоморфологических явлений обладают яркой однонаправленностью в пространстве — времени. В большой степени это обусловлено влиянием гравитации, которая является преобладающей силой среди процессов рельефообразования. Циклические характеристики часто имеют место при колебании климата. Наиболее значительные примеры тому можно привести из флювиальной геоморфологии.

Наконец, геоморфологические события можно рассматривать с точки зрения их обратимости или необратимости. Первая из них неявно присутствует в представлениях о формировании профилей берегов, находящихся в устойчивом состоянии — там, где осадки уносятся и возвращаются. Общая потеря материала в речных бассейнах или обвалы из клифа в течение короткого промежутка времени являются примерами необратимых изменений в геометрии форм рельефа.

Объяснение

Из нашего взгляда на время трудно устранить элементы субъективности, пока мы находимся под влиянием нашего собственного представления о природных явлениях [Meyerhoff, 1960]. И поэтому в наших попытках временного объяснения имеется реальная доля риска. Отсюда любая временная модель должна быть проверена эмпирическими данными, которые могут не подтвердить наши субъективные представления.

Неудивительно, что многие попытки объяснить геоморфологические явления с точки зрения происхождения и эволюции опирались на данные по аналогии с человеком. Так, например, Дэвис [Davis, 1909] при описании развития рельефа использовал понятия юности, зрелости и старости.

Рассматривая эти проблемы, Харвей [Harvey, 1969] полагает, что наиболее общие типы временных объяснений в географии представляют собой: а) изложение фактов, б) ссылку на время или стадию развития в качестве объяснительной переменной и в) описание некоторых механизмов действия процессов, реальных или гипотетических.

Изложение фактов — «специальный инструмент» историков — часто используется геоморфологами для описания течения событий во времени. Наилучшие отчеты бывают полностью описательными, но трудно пренебрегать упоминанием объяснительных утверждений, субъективным отбором «важных» событий или многозначительными намеками на связанность, взаимоотношения или причинную зависимость, которые здесь являются скорее воображаемыми, чем реальными. Изложение фактов не представляет строгого или последовательного метода временного объяснения.

Однозначными в геоморфологии являются попытки использовать время в качестве одной из нескольких объяснительных переменных, например «форма рельефа есть функция структуры, процесса и времени». Как показал Стоддарт [Stoddart, 1966], дарвиновская концепция эволюции была использована Дэвисом [Davis, 1909] таким образом, что «...то, что для Дарвина было процессом, становится для Дэвиса и других историей». При этом методе научного объяснения устанавливают временной масштаб, соответствующий предполагаемой последовательности событий, и делают предположение о механизмах, посредством которых была

достигнута конкретная эволюционная последовательность. Так, Дэвис предположил, что эрозия за время одного цикла является аналогом жизни индивидуума. Если такая модель проверяется путем обращения к опыту, то обычно это приводит к обнаружению близкой картины. «Перерывы» Дэвиса в географическом цикле были необходимы для дополнения несовершенной модели.

Однако главной причиной неудачи было отсутствие знаний о процессах (в данном случае — эрозии и аккумуляции), которые отвечали бы предполагаемым эволюционным стадиям. По этой причине Харвей [Harvey, 1969] считает, что было бы логичнее начать с процессов (гипотетических или реальных) и привязать их к временной шкале (искусственной или реальной) в любой данной (геоморфологической) ситуации. Он цитирует Хаттона [Hutton], который предположил, что если «настоящее является ключом к прошлому», то современные процессы могли бы объяснить эволюцию явлений в прошлом.

К счастью, изучение современных процессов дает выход на потенциально лучшие объяснения процесса, и мы можем заглядывать вперед, основываясь на осторожных моделях типа «процесс — отклик», таких, как модели Джильберта [Gilbert, 1877], Шумма [Schumm, 1956] и Киркби [Kirkby, 1971]. Кажется, что мы теперь лучше информированы, чем тогда, когда Лейли [Leighly, 1940] писал: «Большой ошибкой Дэвиса было предположение о том, что мы знаем процессы развития форм рельефа. Мы не знаем этого, и до тех пор, пока не узнаем, мы не будем осведомлены о главном источнике их развития».

ОПИСАНИЕ СОБЫТИЙ ВО ВРЕМЕНИ

Как с точки зрения классификации, так и с точки зрения наблюдения понятия частоты и скорости являются одним из вопросов первостепенной важности. Время для целей описания может быть рассмотрено под рубриками: непрерывное, квантованное, дискретное или время опробования. Термин *непрерывное* означает, что наблюдение ведется безостановочно. Допустим, мы наблюдаем нечто, все время изменяющееся по величине (переменную величину). Мы можем зарегистрировать, что с течением времени эта переменная величина изменяется непрерывно. В этом случае мы говорим о непрерывных наблюдениях. На рис. 1.2, а дана запись расхода руслового потока, непрерывная во времени. Иными словами, мы можем *квантовать время*, т. е. делить непрерывное время на воображаемые отрезки — недели или годы. Здесь мы используем дискретные единицы, основанные на отрезках времени в 7 или 365 дней. Запись стока, представленная на рис. 1.2, б, в, выполнена в квантованном времени. На этих диаграммах суммируются стоки за целый месяц и год, данные получены непрерывным суммированием за выбранную единицу времени. В техническом смысле, если мы выбираем данные из непрерывной записи за какое-либо время, мы квантуем время. Для

месячной записи можно сложить почасовые, минутные, секундные или децисекундные наблюдения. Выбор единицы времени связан с целью и логикой исследования, наличием данных и определяет потерю информации, которую мы стремимся свести к минимуму, и поэтому особенно важен. Очевидно, наименьшая

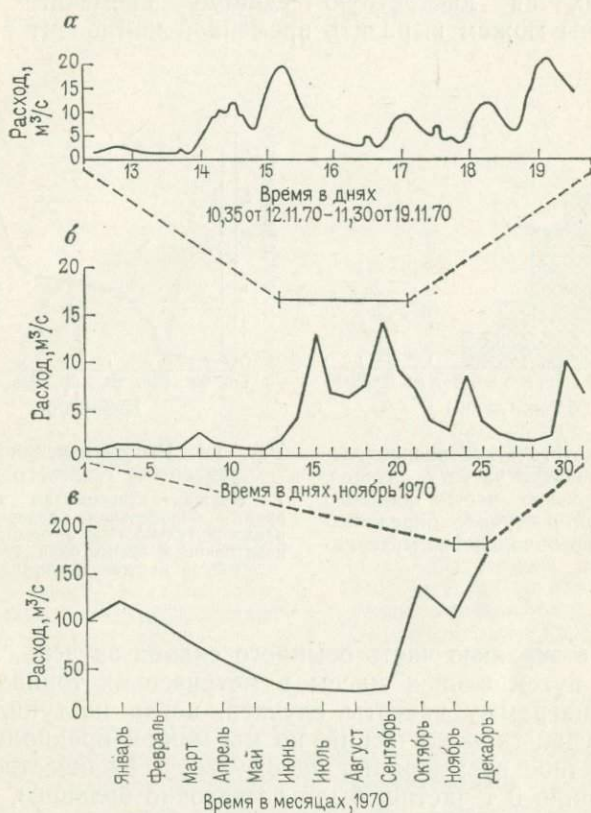


Рис. 1.2. Расходы в створе Айпинг Милл, р. Роутер, Суссекс (благодаря любезности речных властей Западного Суссекса): а — непрерывная запись; б и в — квантованная запись

единица, которая может быть измерена, является еще и дискретной, обозначенной как Δt . Операция уменьшения Δt с последующим суммированием рассматриваемой величины на квантуемом промежутке времени хорошо известна в математике, физике и технике как интегрирование. Она обозначается символом $\int_0^{0,5}$, где цифрами определяются пределы, внутри которых проводится интегрирование.

Есть два других важных способа рассмотрения времени в описательных целях. Первый — разделить время на отрезки.

В этом случае обращается внимание скорее на длину отрезка, чем на отношения между отрезками в квантованном времени. Такой способ описания носит название *дискретного* времени, он обозначается терминами *за день, за год* и т. д. и использует для выражения понятие частоты. Частота — это количество событий, происшедших за дискретную единицу времени. Например (рис. 1.3), мы можем выразить временной компонент в поступле-

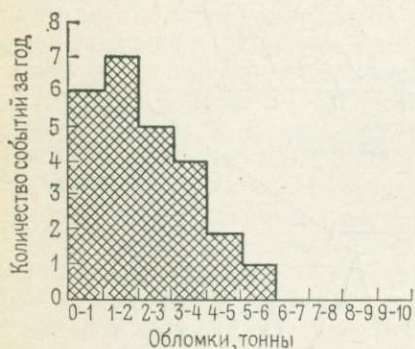


Рис. 1.3. Гипотетическое распределение, показывающее частоту случаев, когда в верхнюю часть осыпного склона за год поступило определенное количество обломочного материала

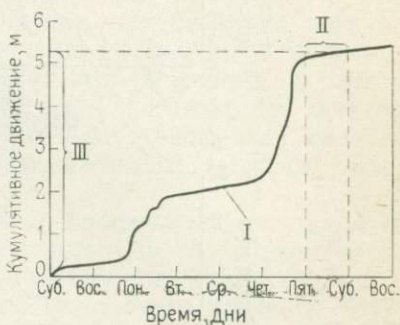


Рис. 1.4. Гипотетическая запись перемещения грязевого потока.

I — текущая непрерывная запись, II — время опробования — дискретный блок продолжительностью в один день; III — квантованное время одна неделя — кумулятивное движение составляет 5,23 м.

нии частиц в верхнюю часть осыпного склона за день, за неделю или за год путем записи массы в метрических тоннах, и затем составить диаграмму частоты случаев, когда поступило 0, 1, 2 или 3 т. Случай гипотетический, но мы можем предположить, что наше дискретное время равно одному году. Количество случаев, когда поступило 0 т частиц, было достаточно большим, 1 т — еще больше, и затем для 2, 3, 4, 5 т количество случаев уменьшается и достигает минимума, по нашему предположению, при поступлении 6 т.

Четвертый и последний способ наблюдения, отображения и интерпретации геоморфологических процессов во времени — это, как нам думается, время *опробования* (рис. 1.4). Представим, что грязевой поток находится в непрерывном движении, но при наблюдении в течение одного дня с недельным интервалом можно увидеть только то, что произошло за этот день. Затем мы измеряем переменную (скорость течения) в течение дискретного блока квантованного времени (один день) из непрерывного ряда данных (весь период времени, в течение которого грязевой поток движется). При другом способе деления времени в тот же день мы наблюдаем, какое количество материала переместилось за предшествующую неделю. В этом случае время измерения отно-

сится к отрезку времени (квантованному блоку) длиной в одну неделю.

Частота определяется количеством появления данной величины за единицу времени. Иначе частота выражается через смежные временные единицы, фактически квантованное время. Так, например, количество циклов таяния льда и замерзания воды в среднем для каждого месяца в течение года мы могли бы рас-

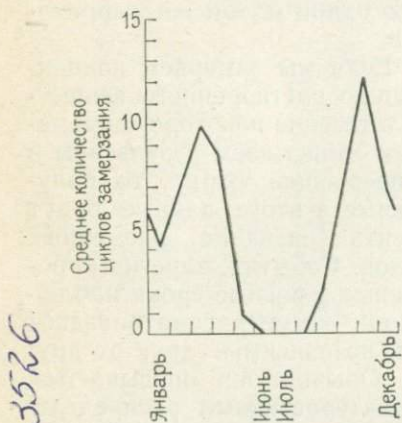


Рис. 1.5. Среднее количество циклов оттаивания и замерзания воды по данным метеорологической станции для каждого месяца года (гипотетическое). Значения нанесены в средней точке каждого месяца

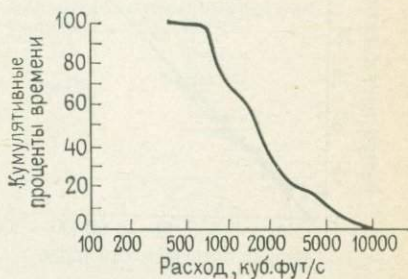


Рис. 1.6. Частота стока, выраженная в кумулятивных процентах времени, для определенной величины стока. На вертикальной оси приведены проценты времени, для которых сток был равен соответствующей величине или превышал ее

смазывать как их относительную частоту. Этот способ записи показывает, как сама частота изменяется во времени (рис. 1.5). Наконец, мы можем определить кумулятивные частоты, что покажет, как часто встречается событие. Посредством кумулятивной частоты в процентах времени (рис. 1.6) мы можем показать, например, какой осуществился расход, равной или меньшей величины.

Совместное рассмотрение относительной частоты события и его величины позволяет оценить работу, выполненную данным процессом, и построить соответствующий график. Оценка взаимосвязи между величиной и частотой является одной из важных в геоморфологии. Она показывает, что при многих обстоятельствах наибольшая работа совершается событиями умеренной интенсивности и частоты. Это происходит потому, что очень крупные события встречаются не настолько часто, чтобы к ним можно было отнести большую долю работы. На рис. 1.7 показан совместный график относительной частоты и величины расходов р. Лайкоминг Крик, штат Пенсильвания, США. Отметим, что, так как мно-

гие явления имеют кривую Гаусса или нормальную кривую распределения частот, то их часто подразумевают под определением «умеренные», т. е. «средние».

Для указанного процесса имеются пространственные отклонения в их величине и частоте. Например, можно сравнить между собой относительное количество растворенного вещества, выносимого реками ежегодно в разных частях света. Различные процессы выполняют неодинаковое количество работы в пределах одной и той же территории.

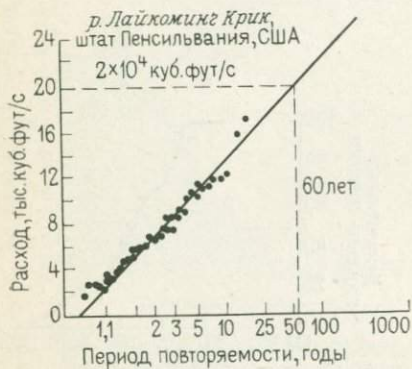


Рис. 1.7. Повторяемость расходов на р. Лайкоминг Крик, штат Пенсильвания, США [Reiche, 1971]

Если мы измеряем концентрацию растворенного вещества в течение некоторого времени и записываем результаты в непрерывной форме, то полученные в итоге данные будут носить название временных рядов. События, зарегистрированные в разные сроки наблюдений, могут рассматриваться как независимые друг от друга. Обычно они описываются характеристиками распределений их частоты (моментами распределения). Для данных непрерывного и квантованного времени возникают особые

проблемы, так как подобные наблюдения обычно не являются независимыми друг от друга (однако случайно может произойти и это). Более полно эта тема развивается в гл. 3.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ И ВРЕМЯ

В изучении процессов рельефообразования сейчас широко применяется системная концепция, которая будет иметь все большее значение при изучении реакции системы на данное воздействие. Обширный научный труд о системах в физической географии и особенно в геоморфологии приведен в книге Чорли и Кеннеди [Chorley, Kennedy, 1971]. По существу система представляет собой ряд объектов или их характерных свойств, взаимосвязанных между собой и выполняющих особую функцию. С точки зрения времени наиболее интересны те системы, которые превращают данный сигнал на входе в момент времени t в сигнал на выходе в момент времени $t+k$. В этой простой концепции мы рассматриваем систему в качестве «оператора», так как она воздействует на сигнал, поступивший на вход, в результате чего получается сигнал на выходе. Существует, конечно, много других способов рассмотрения систем. Например, Чорли и Кеннеди разви-

вают системы вида «процесс — отклик» и системы структурных связей.

Для наших целей наиболее важно в природных системах то, что они не являются предупреждающими. Система не может предвидеть и приспособиться к изменениям до того, как наступит то или иное событие. Противоположная ситуация обычна для социальных систем. Геоморфологические системы не способ-

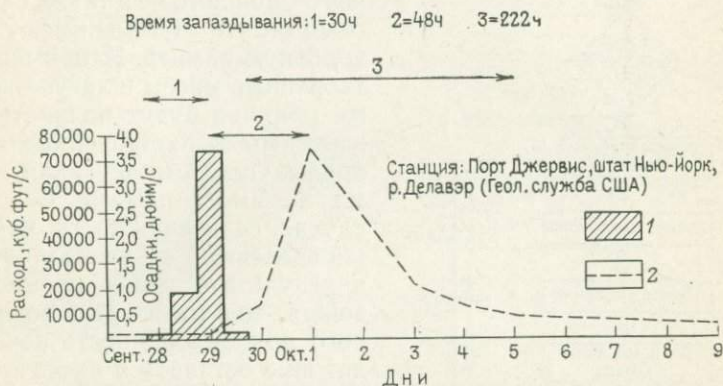


Рис. 1.8. Гистограмма дождя (1) и гидрограф стока (2), которые показывают связь между входным сигналом и выходными параметрами для отдельного ливня на р. Делавэр [Strahler, 1969]. К 5 октября расход вновь достиг уровня базисного стока, хотя и несколько большего, чем до начала дождя. Следовательно, запаздывание 3 представляет собой период времени от прекращения дождя до достижения базисного стока, так как обычное положение базисного уровня для всех ливней неизвестно.

Запаздывания: 1 — между началом дождя и увеличением расхода; 2 — между максимумом входа и максимумом выхода; 3 — между прекращением дождя и снижением уровня до обычного

ны приспособляться к тому, что еще не случилось, и тем самым избежать этого. Данный момент не тривиален, так как путем наблюдения входа и выхода мы можем легко уяснить кое-что о функционировании системы.

Вход и выход в системах могут казаться совсем простыми. В качестве системы можно рассматривать речной бассейн, где входом являются атмосферные осадки, а выходом — магистральный поток и грунтовые воды. Временные взаимоотношения между входом и выходом могут быть выражены в виде запаздывания во времени между выпадением осадков и максимумом стока для потока определенного типа и размера (рис. 1.8). По-видимому, другой простой пример — это снег, поступающий в верховья ледника (вход) и передающийся затем в язык ледника (выход). Такая видимая простота, однако, осложнена многими факторами. Один из них — это то, что системы могут запасать материал в течение различного времени, другой — наличие в системе обратной связи, иногда заглушающей эффекты на входе, временами излишне подчеркивающей их (рис. 1.9).

В любой момент времени системы характеризуются переменными состояниями. В рыхлых отложениях состояние может быть описано рядом свойств, например мощностью слоя, размером зерен и химическим составом. Эти характеристики являются результатом исторического развития системы за недавнее или отдаленное время. Состояние некоторых из них зависит от ближайшего прошлого — в таких случаях говорят, что системы имеют очень короткую память. Например, растворенные массы в лагуне во время прилива будут полностью независимы от растворенных масс в предыдущий отлив. Такая система не имеет памяти. В другом случае, если влажность почвы в определенный день весьма высока в результате ранее прошедшего дождя, то в тот же день после второго дождя влажность почвы будет еще оставаться частично связанной с первым дождем. Такие ситуации обычно называются *наложенными условиями*. На более длительном отрезке времени можно видеть, что форма склона, зарегистрированная в течение первого года, может оказывать сильное «влияние» на форму склона годом позже. Участки устойчивых пород, как нам кажется, имеют весьма длинную «память». Такое заключение можно сделать на том основании, что геоморфологи предпринимают изучение климатов прошлого, отложений и денудационных поверхностей. Это

имеет большое значение для теоретических работ. Отметим, что здесь мы подразумеваем. Если входом была карта поднятий на момент времени t , а выходом — карта поднятий на момент времени $t+k$, где k — есть разница по времени между двумя картами, то карта на время t будет частично предопределять карту на время $t+k$. В пространственном отношении выходы из одной системы могут становиться входами в другую — в таких случаях говорят, что системы образуют каскады (рис. 1.10).

Другое существенное временное свойство систем — это то, что, если их поведение наблюдать за определенный период времени, то выход может быть весьма постоянным; что на выходе существуют такие колебания, которые за период наблюдений имеют

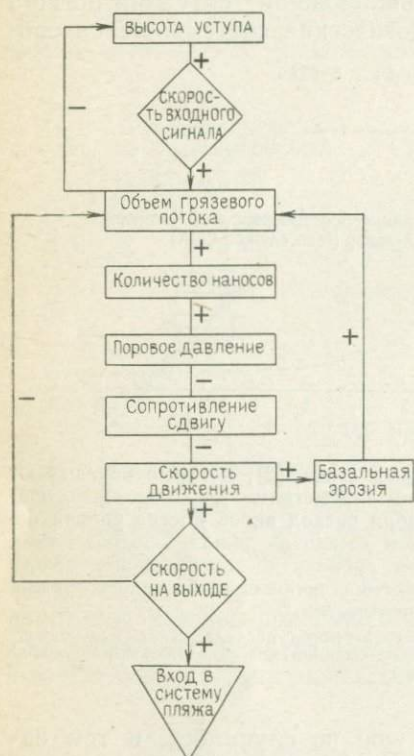


Рис. 1.9. Модель обратной связи в прибрежном грязевом потоке [Brundden, 1973]

средние значения и отклонения переменных, описывающих выход, и остаются постоянными, или статистически устойчивыми. Наблюдаемый от месяца к месяцу твердый сток реки может оставаться статистически стабильным за период, скажем, 10 лет. Однако, если наблюдать твердый сток, например, для средиземно-

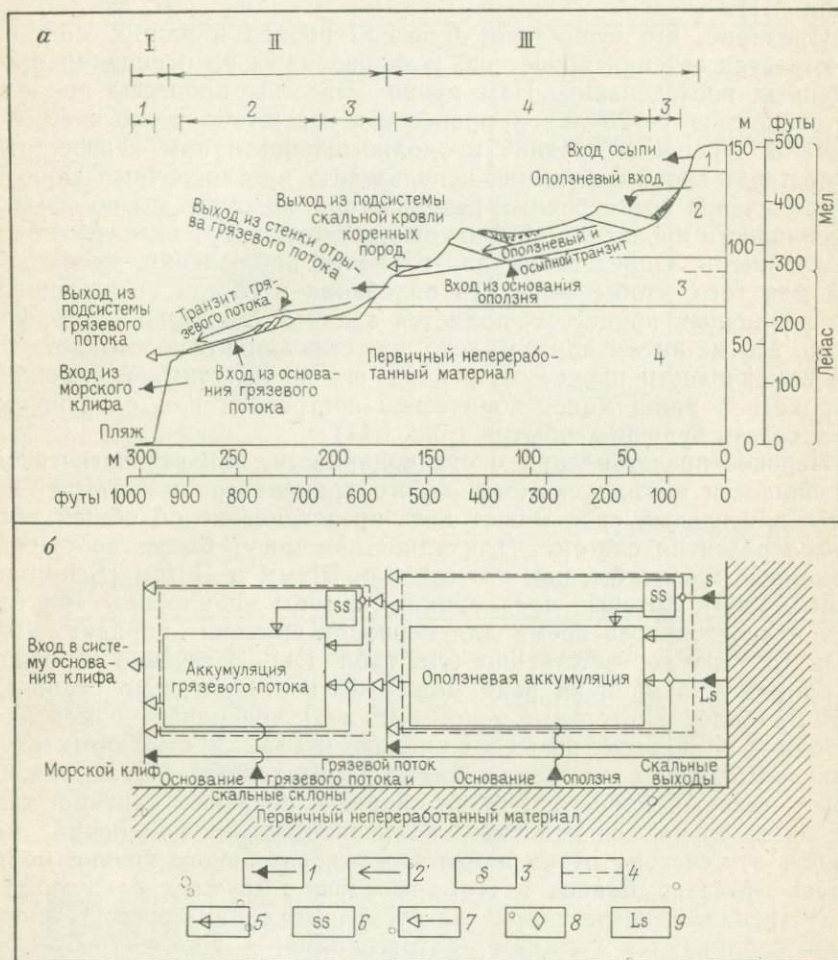


Рис. 1.10. Каскадная оползневая система в Дорсете [Brunsdon, 1973].

а. Схематическая диаграмма. Подсистемы: I—клифа и пляжа, II—грязевого потока, III—оползневая. Аккумуляция: 1—на пляже; 2—грязевого потока; 3—осыпная; 4—оползневая. Горные породы: 1—кремнистый сланец, 2—тонкозернистый песчаник, 3—илы с прослоями известняка, 4—илы, глины и известняк. б. Модель: 1—вход из непереработанного материала; 2—транзит; 3—осыпь; 4—подсистема; 5—вход; 6—осыпная аккумуляция; 7—выход; 8—регулятор; 9—оползень

морской области в июле, то день за днем он может изменяться быстро. Стабильность, или, иначе говоря, устойчивость, выхода системы может быть установлена с точки зрения некоторого

определенного интервала времени. Это важное свойство систем было принято в геоморфологии после публикации статьи Шумма и Лихти [Schumm, Lichty, 1965] только в общих чертах. В то же время авторы указывают, что факторы, управляющие системой, в течение времени могут изменяться по своей значимости (табл. 1.1).

Признано, что существует большой пробел в наших знаниях о скоростях течения процессов, установленных на основании проведенных исследований. Нам лучше известны процессы продолжительностью 1—25 лет и процессы в масштабе геологического времени. Процессы средней продолжительности нам неизвестны. Существует явное искушение использовать краткосрочные данные для получения долгосрочных результатов, но если мы не знаем изменчивости процессов, то сложные расчеты могут оказаться бессмысленными. Определение длительности наблюдений, необходимой для того, чтобы включить колебания в состав переменных для различных процессов, является задачей будущего геоморфологии. Мы не имеем даже малого представления о пространственной изменчивости процессов, и пока его не получим, не сможем уверовать в наши макроскопические построения или однозначно предсказать будущие события (рис. 1.11).

Перенос представлений о стационарности, или статистической устойчивости выхода системы одного временного масштаба на более длительный срок может дать представление об общей тенденции развития систем. Для удобства могут быть допущены временные масштабы, как это сделали Шумм и Лихти [Schumm, Lichty, 1965], которые предложили термины «цикловое», «ранговое» и «постоянное» время для периодов времени порядка 10^6 , 10^2 и 10^{-2} лет соответственно (см. табл. 1.1). В течение короткого промежутка времени река может быть относительно стабильной. За более длительный срок (10^6 лет) возникает изменение состояния ее облика и выполаживание русла. В некоторых случаях долгосрочное изменение можно рассматривать как постепенный и плавный процесс. Это не слишком реальная картина, так как чаще случаются относительно неожиданные изменения на входе в эту систему путем изменения относительного уровня моря и суши. Модель Дэвиса в геоморфологии выражает следующую точку зрения. Реки регулярно на всем протяжении своего течения приспособляются к таким «потрясениям», а время, требуемое для приспособления, будет меняться от процесса к процессу и от места к месту.

В более коротком масштабе времени таким «потрясением» для речной системы может быть, скажем, разрыв плотины. Более естественный пример — исландское *jökullhlaup**, при котором изменения во внутреннем дренажном рисунке ледника вызвал мощный спуск приледникового озера, — представляет неожиданное и

* Исландский термин для наименования ледникового наводнения. — Прим. пер.

Статус переменных для различных интервалов времени [Schmitt, Lichty, 1965]

Характеристики речных бассейнов	Статус переменных		
	Цикловое	Ранговое	Постоянное
Время (как параметр)	Не изменяется	Не используется	Не используется
Первоначальный рельеф	То же	То же	То же
Геология (литология, структура)	"	Не изменяется	Не изменяется
Климат	"	То же	То же
Растительность (тип и плотность)	Изменяется	"	"
Рельеф или объем систе- мы выше базисного уровня	То же	"	"
Гидрология (количество воды и твердых наносов, поступающих с единицы площади внутри системы)	"	"	"
Морфология (рисунок) дренажной сети	"	Изменяется	"
Морфология склонов	"	То же	"
Гидрология (твердый и жидкий сток из системы)	"	"	Изменяется

Продолжение табл. 1.1

Характеристики рек	Геологическое	Современное	Настоящее
Время (как параметр)	Не изменяется	Не используется	Не используется
Геология (литология и структура)	То же	Не изменяется	Не изменяется
Климат	"	То же	То же
Растительность (тип и плотность)	Изменяется	"	"
Рельеф	То же	"	"
Палеогидрология (долго- срочный сток воды и нано- сов)	"	"	"
Размеры долины (шири- на, глубина и угол накло- на)	"	"	"
Средний расход воды и выноса	Неясно	"	"
Морфология русла (ши- рина, глубина, уклон, фор- ма поперечного профиля и конфигурация)	То же	Изменяется	"
Наблюдаемый твердый и водный сток	"	Неясно	Изменяется
Наблюдаемые характери- стики течения (глубина, скорость, турбулентность и т. д.)	"	То же	То же

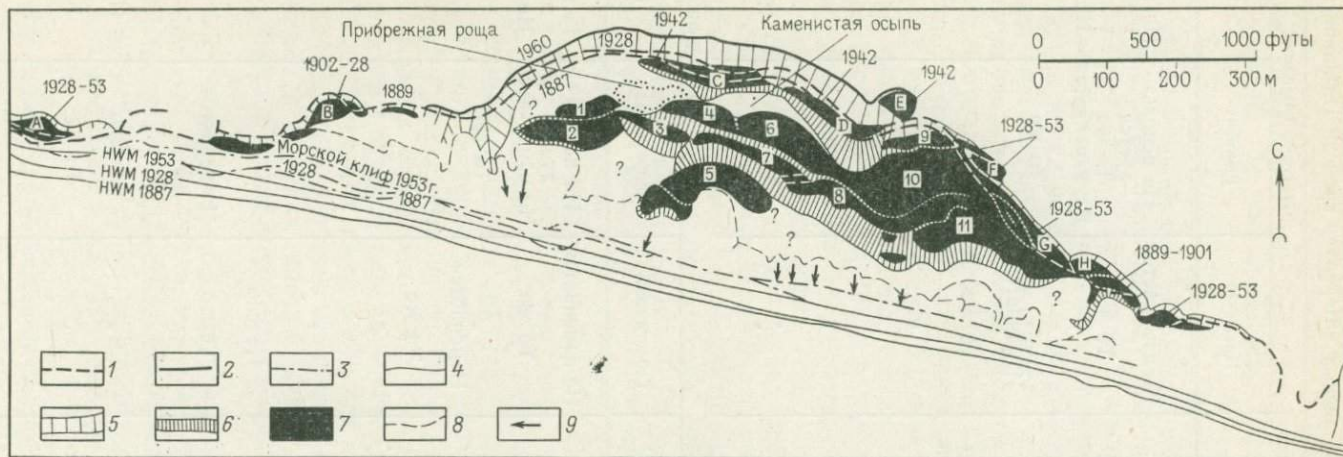


Рис. 1.11. Пространственная изменчивость смещения рыхлого материала за период с 1887 по 1960 г., Стоунбарроу, Дорсет [Brunsdon, Jones, 1975]

1 — положение стенки отрыва оползней; 2 — положение стенки отрыва оползня в 1960 г.; 3 — положение клифа; 4 — положение береговой линии; 5 — стенки отрыва главных оползней; 6 — стенки отрыва второстепенных оползней; 7 — тела главных оползней; 8 — неясные участки возможного распространения грязевых потоков; 9 — овраги, промоины, эрозивные рытвины

сильное «потрясение». После него система действует в течение некоторого времени, стремясь восстановить статистическую устойчивость. В других системах может быть некоторый внутренний механизм, интенсивность действия которого ослабевает скорее, чем изменение на входе. Наиболее часто это встречается там, где существуют пороговые значения. На рис. 1.12 показана скорость движения оползня Антрим [Prior, Stephens, 1972]. Изменение давления поровой воды внутри материала приводит к изменению

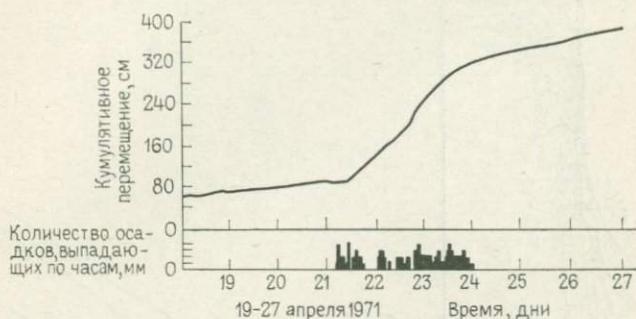


Рис. 1.12. Динамический отклик грязевого оползня Антрим на выпадение атмосферных осадков после того, как превышен некоторый порог [Prior, Stephens, 1972]

всей системы. Создается полностью новая система взаимоотношений, которая, в свою очередь, ниже критической. В оползневых системах наибольший интерес может представлять форма профиля склона отрыва; оползни изменяют этот профиль. Естественная тенденция систем — вернуть прямую форму склона.

Период времени, за которое происходят такие приспособления, известен как время релаксации, требуемое для системы, чтобы достичь нового равновесия вслед за изменением на входе или во внутреннем действии системы. Если осыпной материал поступает на склоны, расположенные ниже, то осыпь будет создана (при предположении, что материал передвигается не слишком быстро). Предположим, что однородный прямолинейный осыпной склон развивается на неподвижной массе льда (рис. 1.13, а) и существуют условия его питания, не связанные с перемещением основания. Быстрое таяние льда может послужить причиной изменения профиля склона, обнажив коренные породы или валунные глины на склоне. Возможно, если поступление материала или вход в верховья осыпи сохраняется, то склон будет постепенно приспособливаться к новым условиям равновесия. Требуемое для этого время является временем релаксации системы. Состояние системы может быть описано x - и y -координатами профиля склона. Последовательные состояния (профили), которые занимает склон после «потрясения», представляют собой *траекторию релаксации*. Если наблюдались серии осыпных склонов, подвер-

женных размыванию и разрушению на более молодых этапах развития (рис. 1.13, б), то можно ожидать ту же последовательность событий [Thornes, 1971].

Время релаксации меняется от одной системы к другой. Некоторое представление длительности времени релаксации для геоморфологической системы, относительно быстрой в своем приспособлении к новым условиям, видно из процесса заполнения русла

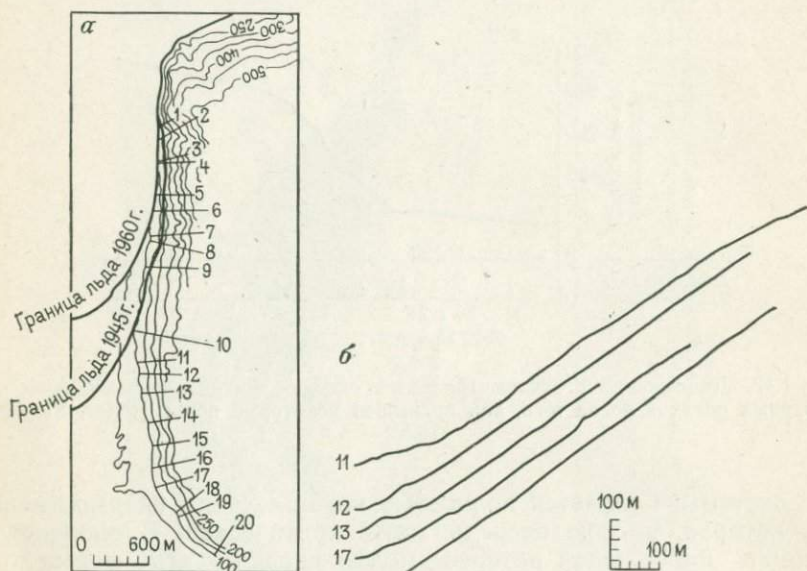


Рис. 1.13.

а — положение профилей склонов по отношению к фронту отступающего льда в Исландии, которое показывает изменение условий в основании склона (Примечание: некоторые контуры в нижней части карты для ясности опущены); *б* — последовательные состояния и траектория релаксации, принимаемая осыпными склонами с течением времени с начала отступления базального льда [Thornes, 1971]. Наиболее значительные изменения — в нижних частях профилей. Точная высота профилей показана на рис. 1.13, б

реки после наводнения (рис. 1.14, *а* и *б*); однако в более общем случае, время, требуемое для достижения полного приспособления, весьма велико. В современных работах [Brunsdon, Kesel, 1973] предлагается считать, что первоначально этот процесс изменяется быстро, затем наступает длительный период меньшей интенсивности изменения (рис. 1.14, *в*).

В общем случае время релаксации будет тем длиннее, чем большей устойчивостью к изменениям обладает система. Так, склоны на неконсолидированных материалах, таких, как пески, гравий и рухляк, быстрее приспособляются к изменениям в русловом процессе, тогда как на более устойчивых породах — известняках, брекчии и песчаниках — приспособление происходит намного медленнее. В результате при менее устойчивой литологии возникает хорошая связь между руслом и максимальной кру-

тизной склонов долины и плохая при более устойчивой литологии. Очевидно, беспорядочные колебания на входе системы быстро и эффективно сглаживаются в более сложных системах. Это происходит потому, что система на входной сигнал действует как фильтр, сглаживая его, и придает ему авторегрессивный, или

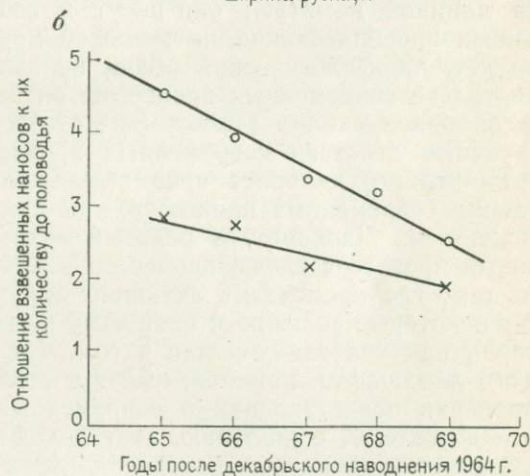
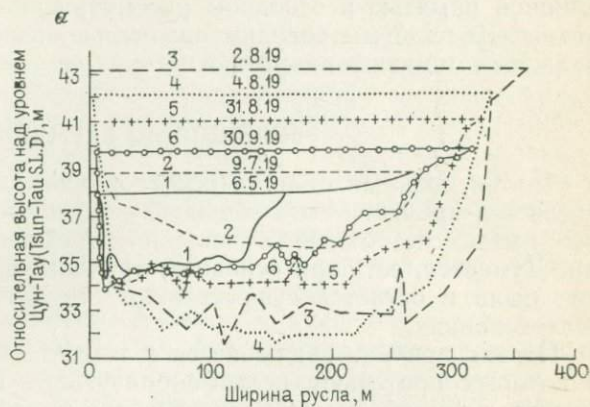
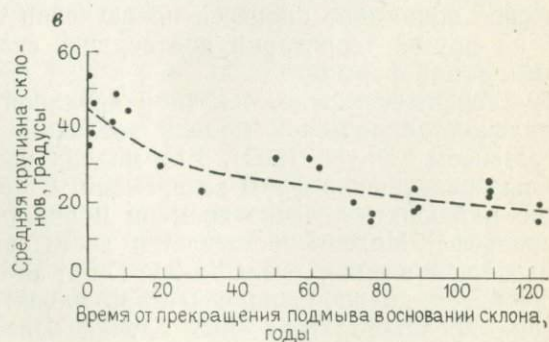


Рис. 1.14. Приспособление систем после «потрясения», показывающее длительность времени релаксации:

а — последовательный размыв и заполнение русла р. Желтой в Вэй-Чиа-Шань в течение наводнения [Frempton, 1922]; б — скорость регенерации наносов в русле после наводнения [Anderson, 1971] для двух станций в Северной Калифорнии; в — изменение угла наклона склонов во времени после прекращения подмыва основания склона. Порт Гудзон, штат Луизиана, США [Brunsdon, Kesel, 1973]



осредняющий, эффект (см. гл. 3). Там, где уже на входе существует сильное влияние памяти, вероятно, время релаксации системы снова заметно увеличивается. Модели с очень короткой памятью называются вероятностными, или стохастическими, так как они имеют сильную случайную составляющую. Системы с длинной памятью в основном рассматриваются как детерминированные. В гл. 3 мы обсудим различные способы измерения и изображения памяти геоморфологических систем.

ЭВОЛЮЦИЯ ВО ВРЕМЕНИ

Третья большая область исследования, где основное внимание уделяется времени, — это изучение эволюции форм рельефа, когда мы пытаемся объяснить явления предшествующими событиями. Думается, есть три основные причины, следствием чего эволюция была и остается существенной темой в геоморфологических исследованиях.

Первая причина заключается в том, что большинство условий, в которых протекают рельефообразующие процессы, характеризуются длинной памятью; они несут в себе следы прошедших экзогенных преобразований по меньшей мере за несколько миллионов лет. Морфологический облик не является «чистым» продуктом только современных процессов, он несет в себе отголоски процессов более ранних этапов. Эти отголоски затушевывают и ограничивают действия современных процессов. Однако следует заметить, что это наиболее ярко выражено в областях слабого проявления современных процессов, так как активная денудация уничтожает их. Наоборот, в районах активного проявления современных процессов следы процессов ранних этапов существуют только там, где происходит активная аккумуляция, которая сохраняет некоторые «ключи» к прошлому региона.

Вторая причина заключается в том, что история геоморфологического ландшафта, кажется, имеет в себе возможности только для проверки представлений о современных процессах в долгосрочном аспекте. К сожалению, этот довод несет в себе элемент «доказательства по кругу», которое длительное время оставалось неизвестным. Геоморфологи и геологи имели склонность основывать свое понимание процесса на изучении форм, а затем старались на другой территории подтвердить свои выводы ссылкой назад к самой форме.

Третьей и, возможно, основной причиной было влияние принципиальной циклической модели эволюции рельефа, предложенной Дэвисом [Davis, 1906]. Его модель была главным образом моделью разрушения форм во времени. В облике формы рельефа можно наблюдать течение времени и видеть постепенное снижение рельефа. Модель обсуждается достаточно широко [с современных точек зрения, см. Chorley, Dunn and Beckinsale, 1973], и мы не будем подробно на ней останавливаться. Заметим только, что она представляет частный случай более общей модели, где

поднятие и денудация соперничают между собой в создании запаса и удалении материала. Наиболее подвержены критике в этой модели такие положения: 1) скорость, с которой происходит поступление материала, 2) направление передвижения материала и 3) траектория релаксации, по которой достигается новая наиболее вероятная ситуация.

Однако, несмотря на то, что именно Дэвис предложил тот тип денудационной хронологии, который использовался в Великобритании и на востоке Северной Америки в первой половине нашего века, корни эволюционной школы, по мнению Чорли, Данна и Бекинсэйла [Chorley, Dunn, Beckinsale, 1964], уходят далеко в глубь истории и развиваются на более широком фронте. Такая денудационная хронология почти во всей геологии безоговорочно связана с большими национальными службами. Она тесно связана с развитием геоморфологии области оледенений, была и остается одной из основ климатической геоморфологии.

Для того чтобы показать широкое применение эволюционных представлений в геоморфологии, будет достаточно трех примеров. В первом из них, взятом из классической денудационной хронологии, Вулдридж и Линтон [Wooldridge, Linton, 1955] попытались определить развитие рельефа во времени из морфологических доказательств. В частности, по их мнению, геоморфологическое изучение последовательности денудационных поверхностей и рисунка речной сети можно использовать для объяснения самых поздних отрезков геологического времени и датировать события третичного и четвертичного возраста. Общая модель, выдвинутая Вулдриджем, представлена в табл. 1.2. Используемые методы будут описаны более подробно в гл. 5.

Второй пример относится к развитию склонов в районе Эксмура, Юго-Западная Англия (рис. 1.15, а). Карсон и Петлей [Carson, Petley, 1970] полагают, что есть три существенных способа в распределении углов склонов. Они считают, что каждый из них представляет результат степени механического разрушения в обломочном чехле. По их мнению, эволюция склонов может происходить в трех фазах с быстрыми изменениями между этими модальными значениями после того, как пороги пройдены, и что в следующих модальных значениях склоны остаются по существу неизменными в течение более длительных периодов времени.

В третьем примере, в одной из дедуктивных моделей эволюции склонов, Янг [Young, 1963] (рис. 1.15, б) выдвигает условия развития склона во времени. Результаты этих условий впоследствии наблюдались в экспериментах.

В понимании реального рельефа существуют три весьма различных способа регистрации его изменений во времени. Во-первых, эмпирическое изучение, обширные наблюдения денудационных поверхностей, несоответствие рельефа геологическому строению, такое, как у раннеэоценовой поверхности, и отношение рисунка речной сети к структуре. Анализ *существующего рельефа*

Классическая модель денудационной хронологии для Юго-Восточной Англии
[Wooldridge, Linton, 1955]

Возраст	Событие	Реликт
<i>Меловой</i> Сеноманский и сенонский	Сложная последовательность опусканий и поднятий, в течение которой меловые породы были отложены, приподняты и эродированы. Формирование древнего пенеплена	
<i>Третичный</i> Ранний	Погружение, выравнивание пенеплена. Отложение третичных осадков	Отпрепарированная наклонная поверхность под остаточными эоценовыми отложениями, иногда выходящая на поверхность
Средний	Поднятие и образование складок в связи с альпийскими орогеническими движениями. Субэоценовая поверхность наклонена. Начало нового цикла эрозии	
Средний и поздний	Образование пенепленизированной поверхности суши	Мио-плиоценовый пенепплен — вершинный уровень
<i>Плейстоцен</i> Калабрийский	Погружение части позднетретичной поверхности. Образование волноприбойного уступа	«600»-футовая волновая платформа, калабрийская поверхность высотой 550—700 футов
	Расчленение, стадия за стадией, морского дна и мио-плиоценовой поверхности с последовательным наступанием и отступанием моря, на постепенно более низких уровнях, вместе с низкими береговыми террасами и погребенными руслами	Береговые линии и речные террасы высотой ниже 700 футов
До современного		Погребенные русла

используется для того, чтобы вывести схематическую историю его развития. Затем на другой территории в физически подобных ситуациях разыскивается ее подтверждение. Во-вторых, пространственные вариации, которые встречаются в значениях углов склонов в Эксмуре, объясняются с точки зрения взаимоотношений ряда предполагаемых процессов и механических характеристик выветрелых отложений. Предполагаемый механизм разрушения обломков горных пород во времени приводит затем к

схеме развития склонов. Для этого используются некоторые аспекты пространственно-временных преобразований (см. ниже). Третья и последняя модель — дедуктивная и итеративная. Автор считает, что он рассматривает источник управляющих переменных в системе и наблюдает, как развивается система при таких

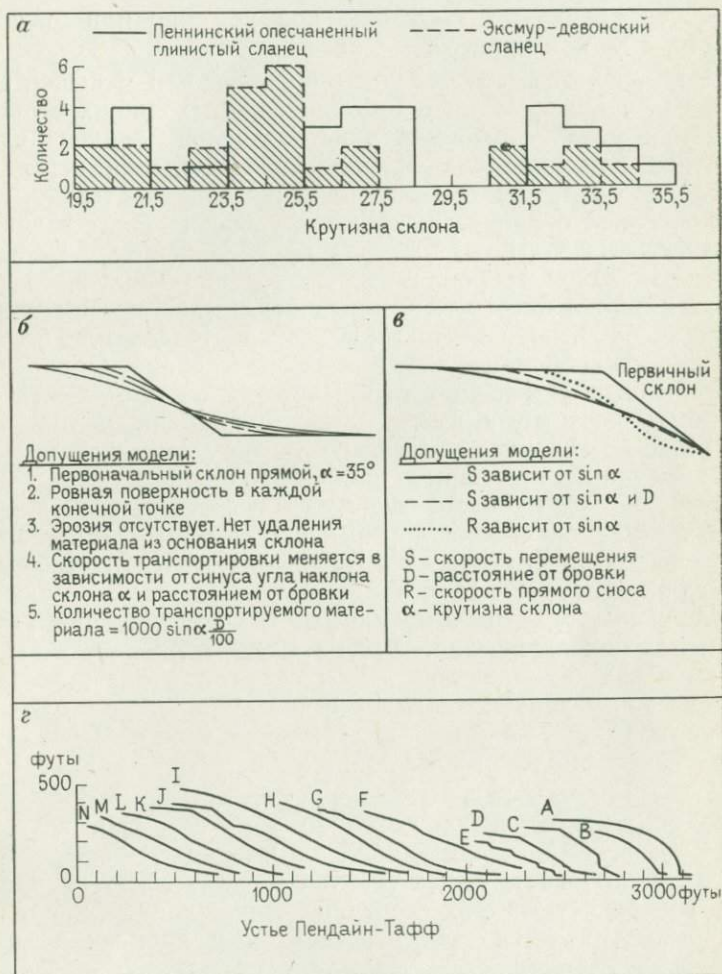


Рис. 1.15.

а — гистограмма углов наклона склонов на пеннинских крупнозернистых песчаниках и девонских метаморфических сланцах [Carson, Petley, 1970]; б — дедуктивная модель эволюции склонов, разработанная Янгом [Young, 1963], показывающая развитие особенностей аккумуляции как следствие поремещения грунта вниз по склону (допущения, принятые в этой модели, показаны на рисунке); в — дедуктивные модели эволюции склонов, предложенные Янгом [Young, 1963] для трех серий допущений. Основные условия включают первоначальный прямой склон крутизной 35° , выше уровня земли, отсутствие эрозии и препятствие для удаления грунта в основании склона. Как показано на диаграмме, каждая модель характеризуется различными скоростями перемещения и удаления склонового материала. г — профили склонов, которые показывают предполагаемое изменение формы вслед за отступанием моря от основания склона в Южном Уэльсе [Savigear, 1952]

ограничениях и в изоляции от окружающего мира. Его выводы базируются на знаниях современного процесса, и модель стремится повторить то, что произошло с течением времени. Первая модель основывается на том, что по предположению имело место в прошлом, последняя — на том, что происходит в настоящее время, и средняя — на том, что происходило в прошлом и в настоящее время. Все они касаются в основном изменения форм во времени и рассматривают эволюцию как историю или последовательность, а не как процесс.

Модели разнятся тем, что они в большей или меньшей степени построены на информации о событиях, происходящих в прошлом. В первом случае уверенность в исторической записи является абсолютной как для установления происхождения первоначальной модели, так и для ее подтверждения. Следовательно, мы можем ожидать, что принципиальные трудности лежат в неполноте информации. За этим следуют два предположения, которые приводят к дальнейшим проблемам. Первое из них — это то, что отдельные формы относятся к определенным процессам или группам процессов; второе — что типы и скорости действия процессов в прошлом были больше, чем в настоящее время. Оба эти предположения базируются на том, что определенная конечная форма может быть достигнута путем развития по разным траекториям и далеко не всегда мы можем выбрать одну из них. Так, плоская равнина могла быть сформирована абразионной деятельностью морских волн, субаэральной денудацией, флювиальной аккумуляцией или отпрепарирована другими процессами. Однако для принятия решения об условии ее образования мы должны использовать другие доказательства, такие, как морские или аллювиальные отложения, разрушенные клифы. В отношении формы склонов критика более серьезна. Второе предположение основано на факте, что каждая предполагаемая среда и процесс рельефообразования во всех их возможных сочетаниях могут быть обнаружены на поверхности Земли в настоящее время. Основная критика заключается здесь в следующем:

а) в настоящее время окружающая среда на Земле испытывает воздействие человека, особенно там, где взаимоотношения между формой и процессом наиболее активны;

б) хотя аналоги и существуют, наши знания о них обычно весьма поверхностны. Это особенно справедливо для случаев, когда рассматривается пространственная и временная изменчивость.

Основная проблема, возникающая при исследовании второго случая, — это проблема верификации. В равной степени она имеет место и в третьем случае и во многих других, им подобных. Каллинг [Culling, 1965] подробно обсуждает эту проблему в отношении предложенной им теории медленного перемещения грунта. Придерживаясь взглядов Поппера [Popper, 1965], он указывает, что теория является научной, поскольку в принципе она опровержима, и продолжает обсуждать методы поиска, подтвер-

ждающего теорию доказательств. Геоморфологическое доказательство страдает из-за того, что:

1) только при очень благоприятных обстоятельствах можно определить начальные и граничные условия;

2) даже в том случае, когда начальные условия известны, они почти всегда представлены плоскими поверхностями, так как любая другая поверхность никогда не может быть известна с достаточной точностью;

3) даже в наиболее благоприятных и хорошо изученных областях наши знания условий рельефообразования прошлого далеки от точности, которая требуется для оценки;

4) любая теоретическая проблема, сравнимая с описанием реального рельефа, оказывается настолько сложной, что исключает возможность решения аналитическими методами.

Трудность сравнения достаточных упрощенных, но легко поддающихся обработке аналитических моделей эволюции сложных форм рельефа из-за весьма несовершенных знаний становится наиболее очевидной, когда имеешь дело с эволюцией форм. В последнем примере, приведенном выше, не стоит вопрос о том, действует ли модель верно или «верны» ли результаты или выбранные начальные условия. Скорее вопрос заключается в том, корректны ли начальные условия и существуют ли однозначные способы сравнения результатов модели с реальным миром.

Один из подходов к этой общей группе проблем заключается в доказательстве при наличии достаточной информации простоты предсказания облика рельефа путем знания существующих процессов. Если модель может быть проверена результатами действия процессов сегодняшнего дня, то их можно просто экстраполировать на более длительный отрезок времени. Короче говоря, модель является самопроверяющейся и не надо обращаться за свидетельством к прошлому. Возможности достижения такого положения покоятся на нашей способности раскрыть временную и пространственную изменчивость процессов. Другой подход заключается в том, чтобы искать пути для освидетельствования, используя эргодическое преобразование. Благодаря тому, что время релаксации многих геоморфологических систем велико относительно масштаба времени жизни человека, мы пытаемся объяснить распределение во времени, обращаясь к распределению в пространстве.

Представим, что некто отправляется в путь по сложной сетевой системе, из которой нет выхода. Если он движется поперек звеньев сети, подбрасывая монету на каждом узле пересечения, то мы можем оценить вероятность нахождения его, скажем, в звене E после времени k , то есть, мы можем получить в процентном отношении вероятность его нахождения в звене E . Также мы можем найти вероятность, что он проводит в звене E определенное количество времени.

Другое толкование заключается в следующем: если большое количество людей отправилось путешествовать по системе, затем

перемещалось по системе достаточно долгое время, тогда вероятность нахождения человека в звене Е будет выражена отношением количества людей в звене Е к общему числу людей в системе. Иными словами, путем осмотра с самолета пространственного распределения людей в системе мы можем сказать, как много времени будет проводить индивидуум в каждом звене, если он ходил бы по всей сети длительное время. Это формальное представление эргодической гипотезы.

Первая интерпретация включает в себя одного человека и спрашивает, каким было относительное количество *времени*, проведенное в каждом звене; вторая — говорит, что есть относительное количество людей в определенном звене в некоторый момент времени после достижения равновесия. Если эти вероятности равны, то можно говорить, что система является эргодической.

Это понятие, распространенное на элементы рельефа, будет формально представлено утверждением, например, о том, что 25% всех речных русел проявляют характеристики «юности» дэвисовской идеальной реки, 50% — характеристики «зрелости» и остальные 25% — характеристики «старости». Тогда мы можем считать, что такая река в течение *времени* своей жизни проводит 25% времени, имея характеристики «юности», и т. д.

Необходимо учитывать последствия искажения этих представлений. Предположим, мы имеем некоторое определенное представление об эволюции склонов; возможно, что склоны выполаживаются быстрее, чем отступают параллельно самим себе. Если мы измерим наклон склонов и расположим их в ряд по крутизне так, чтобы они соответствовали нашей гипотезе, то этим мы не проверим гипотезы и не сделаем эргодическое преобразование. Если мы рассматриваем действительно эргодическую систему и наблюдаем, что система находится в некотором состоянии, которое встречается достаточно редко среди всех пространственно наблюдаемых состояний, то мы можем заключить, что такое состояние будет короткоживущим в данной системе. Допустим, что осыпные склоны представляют собой эргодические системы. Тогда для выполнения эргодического условия необычная форма осыпного склона (т. е. то, что встречается относительно редко) будет относительно короткоживущей.

Возможно, из-за того, что мы не знаем, является ли наша система эргодической вообще, это понятие используется при замещении таких пространственных серий, в которых эти данные помогли бы нам получить представление о временной последовательности, для анализа их эволюции во времени [Savigear, 1952; Strahler, 1950; Carter, Chorley, 1961; Schumm, 1956; Simonett, Rogers, 1970; Welch, 1970; Chorley, Kennedy, 1971; Brunnsden, Kessel, 1973]. Так, в работе Севиджера [Savigear, 1952] серии профилей склонов были расположены по возрасту, который определялся им как возраст отступления моря от подножия склона, т. е. когда подмыв его основания прекратился (рис. 1.15, г). Затем расположенные таким образом ряды рассматривались как ана-

логи временных рядов и различия в профилях брались как различия, которые случались во времени. Этот пример вызывает некоторое смущение, возможно, потому, что расположение склонов во временном порядке было функцией их пространственного положения. Это не требует специального доказательства. «Прост-

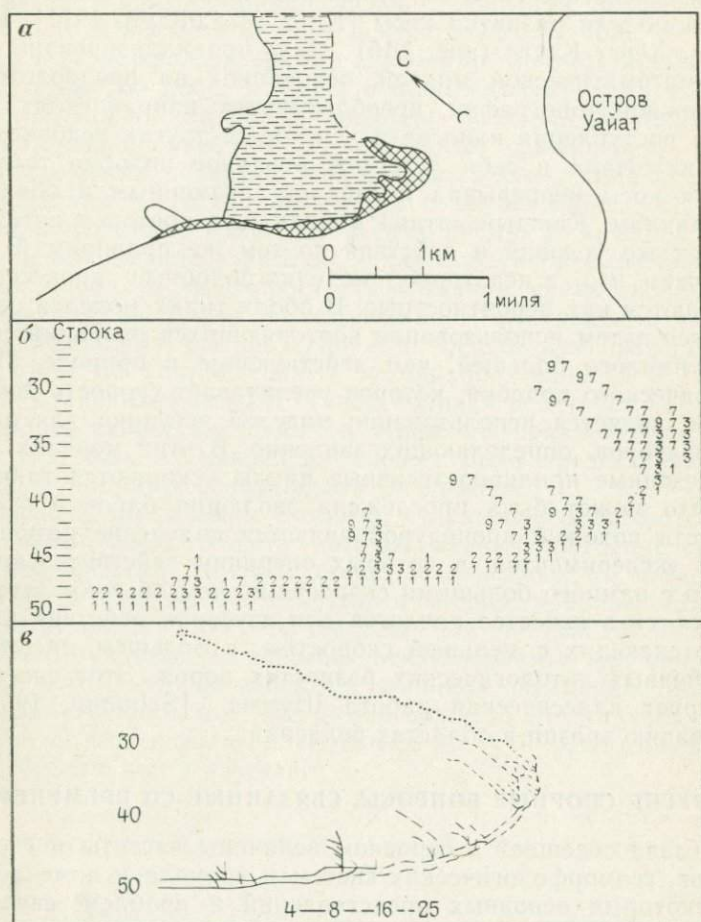


Рис. 1.16. Развитие косы Херст Кастл, полученное с помощью ЭВМ:

а — карта косы Херст Кастл, сеткой показана коса, прерывистыми линиями — марши; б — график, полученный на ЭВМ. Различные цифры представляют отдельные типы процессов или последовательностей, которые требуются для образования геометрии и морфологии косы; в — наиболее близкие формы, полученные при последовательном повторении операции функционирования модели, показаны различными обозначениями [King, McCullagh, 1971]

ранственно-временные аналоги», возможно, будет лучшим термином, чем «эргодическое преобразование». Позднее мы используем понятие эргодичности в его действительном смысле в связи с моделированием марковских цепей.

Второй подход к верификации эволюционных моделей заключается в создании подобной реальной ситуации с помощью механических способов или ЭВМ при таком ускорении времени, чтобы можно было наблюдать гипотетическую последовательность событий. Такие модели также используются при попытках понять внутреннее действие системы. Примером может служить создание подобной модели развития косы [King, McCullagh, 1971]. Развитие косы Херст Каствл (рис. 1.16) было проанализировано с помощью математической модели, основанной на предположениях о прибрежной топографии, преобладающих направлениях ветра, скорости поступления наносов и некоторых других условиях. Эта модель включала в себя детерминированное подобие тому, что эволюция косы непрерывна и следует неизменным и обязательным правилам. Каждый «этап» модели был повторен путем введения тех же условий и действий по тем же правилам. В гл. 7 мы покажем, что в некоторых моделях подобные процессы рассматриваются как вероятностные. В обоих типах моделей система ускоряется путем использования повторяющихся операций со скоростью, намного большей, чем действующие в природе. Примером физического подобия, которое увеличивает скорость действия процесса, является использование моделей эстуария для определения факторов, определяющих заиление. В этих моделях суточные и сезонные приливно-отливные циклы ускоряются таким образом, что может быть прослежена эволюция баров и отмелей.

Отчасти похожей процедурой является получение результатов полевых экспериментов, в которых операции действительно имеют место с намного большими скоростями, чем обычно. Затем они используются в качестве аналогов для изучения действия процессов, протекающих с меньшей скоростью, в большем масштабе и на устойчивых литологических разностях пород. Этот способ демонстрирует классическая работа Шумма [Schumm, 1954] по исследованию эрозии в областях бедленда.

ДРУГИЕ СПОРНЫЕ ВОПРОСЫ, СВЯЗАННЫЕ СО ВРЕМЕНЕМ

Эта глава освещает в основном величины частоты и скорости процессов, геоморфологических систем и времени и намечает контуры некоторых основных представлений и проблем, связанных с эволюционными изменениями. Хотя последние принадлежат к наиболее важным спорным вопросам, в центре внимания которых находится время, предметами споров являются не только они. Мало сказано о прогнозировании, хотя оно тесно связано с анализом геоморфологических систем. Скорее ретроспективный, чем перспективный, взгляд в геоморфологии означает, что в этой области проделано мало работы. Много еще требуется создать; прогнозирование выноса осадков тесно связано с экономической жизнью речных бассейнов; прогнозирование эрозии почв имеет существенную важность для сельского хозяйства. Кроме того, прогнозирование имеет не только чисто экономическое значение,

умение прогнозировать предполагает умение управлять, эксперименты по управлению дают больше информации и о самих системах, и об управляющем агенте. Современный обзор этих проблем применительно к речным бассейнам представляет работа Грегори и Уоллинга [Gregory, Walling, 1973].

Другой спорный вопрос связан с понятием аккумуляции вещества. Хотя в какой-то мере искусственно, он тоже может быть связан с геоморфологическими системами, но заслуживает обсуждения и сам по себе. В связи с проблемой времени накопление вещества важно как форма инерции системы, имеющая тенденцию стабилизировать выход, временами освобождая материал для пополнения нехватки или поглощая его излишки. Накопление вещества и его скорость тесно взаимосвязаны, и, следовательно, накопление включает в себя время. В качестве примера возьмем накопление в рыхлом чехле продуктов выветривания коренных пород. Если скорость размывания превышает скорость образования продуктов выветривания и поставления материала с вышележащих участков склона, то первое изменение состояния происходит по направлению к истощению «запаса» и грунтовый покров становится тоньше. Такой «запас» действует как буфер и обусловлен скоростью процесса. Ниже мы покажем, как в стохастических моделях накопление может быть представлено по существу функциями, основанными на времени.

Наконец, мы должны помнить, что процессы являются просто сочетаниями обстоятельств, которые меняют состояние системы с течением времени. Нет процессов, независимых от времени, хотя могут быть и такие, чье действие в течение времени остается незначительным. В этом случае мы или не осведомлены о них, так как результаты их действия ненаблюдаемы, или они не столь важны, потому что не являются причиной изменений. Можно сделать заключение о том, что разногласия во взглядах на значение времени в геоморфологии являются по сути разногласиями скорее в степени, чем в качестве.

2. ИЗМЕРЕНИЕ ВРЕМЕНИ

Обычно, хотя и не обязательно, большая часть геоморфологических исследований связана с определением положения событий (эпох) в геологической шкале времени. Многие геоморфологические исследования неотделимы от изучения условий рельефообразования прошлого, колебаний климата, скорости течения рельефообразующих процессов. Результаты таких исследований необходимы для прикладной геоморфологии, а также для теоретических целей: определения последовательности, частоты и масштаба явлений, установления хронологии процессов денудации, определения влияния колебаний климата, изменений уровня моря или механизмов эволюции рисунка речной сети.

Обычно используются два основных способа измерения положения событий во времени — *относительное* и *абсолютное*. Первый включает в себя приемы из многих научных дисциплин, которые помогают расположить события в некотором порядке без точного определения времени, когда они проходили. Этим способом можно установить последовательность, а не абсолютную продолжительность событий или промежутков времени между их свершением. Второй способ включает в себя определение календарных лет, в течение которых происходило то или иное событие, и использует более точные методы, с помощью которых каждое из событий можно отнести к абсолютной шкале времени. Методы и результаты определения абсолютного возраста могут быть представлены как в интервальной шкале абсолютных датировок, так и в шкале отношений. Последняя обычно дает более точное ограничение и «вычленение» событий по сравнению с первой.

ОТНОСИТЕЛЬНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

В геоморфологии наиболее широко используются морфологические и стратиграфические методы определения относительного возраста. В рамках морфологических методов пространственные измерения используются для определения положения событий в относительной шкале времени. Стратиграфические методы рассматривают соотношения отложений различного возраста и генезиса, перерывы в осадконакоплении и физические свойства рыхлых отложений. Они включают в себя полуколичественные методы — такие, как исследования сохранившейся флоры, фауны и пыльцы, изучение погребенных почв и последовательностей отложений вулканического пепла, а также археологические исследования.

Морфологические методы

Наиболее грубыми и во многих случаях ненадежными методами определения относительного возраста являются те из них, которые затрагивают абсолютную или относительную высоту. Абсолютная и относительная высоты используются для датирования крупномасштабных денудационных поверхностей, рядов речных террас, абразионных террас, ледниковых цирков, моренных отложений, систем пещер и многих других геоморфологических объектов. Несколько примеров проиллюстрируют главную проблему и выдвинут на первый план нашего рассмотрения те предположения, которые при детальном рассмотрении могут оказаться ошибочными.

Эрозионные поверхности и абсолютные высоты. В изучении хронологии речных террас наиболее важной критерий корреляции фрагментов коренных или аллювиальных террас основан на предположении, что в течение периода относительного тектонического покоя на всем протяжении речной долины была сформирована непрерывная террасовая поверхность. Впоследствии под действием главной реки и ее притоков эта поверхность была сокращена до нескольких фрагментов. Неоднократное повторение таких событий приводит к образованию сложной серии террасовых поверхностей по бортам долины. Для заключения об относительном возрасте фрагментов речных террас используется их абсолютная высота. Для корреляции речных террас используются два других критерия: 1) относительное положение фрагмента террасы в ряду террас (например, «средняя терраса») и 2) относительное превышение поверхности над днищем русла.

В качестве хорошего примера использования всех трех критериев корреляции можно привести исследование процессов аккумуляции в речных долинах бассейна Средиземного моря, выполненное Вита-Финци [Vita-Finzi, 1963]. При рассмотрении относительных превышений здесь выделяются две аккумулятивные террасы. Более древняя из них имеет большую высоту и расчленение. Более молодая терраса, образование которой относится к периоду возобновления аккумуляции, представлена практически непрерывной поверхностью в отдельных речных бассейнах, таких, как Вади Дехеб. Основанием для корреляции речных террас в бассейне Средиземного моря по существу являются их высота и относительное положение, которые по мере возможности дополнены материалами археологических исследований культуры Древнего Рима, особенно исследованиями земляных плотин (рис. 2.1).

В случаях, рассмотренных Вита-Финци, корреляции, основанные на высоте, получили хорошее подтверждение в том, что террасы имеют аккумулятивный характер, непрерывно распространены и имеют характерную литологию отложений. Однако в других районах высота речных террас представляет опасный кригерий,

особенно в том случае, если она рассматривается сама по себе. Изменения в водном и твердом стоках могут привести к образованию перерывов террасовых серий на склонах долины и, следовательно, к образованию обрывистых ступеней. Отсюда очевидно, что плавный вогнутый продольный профиль правильной математической формы не будет неотъемлемой составляющей описания стабильности русла. Выбор наиболее подходящей математической кривой для описания формы продольного профиля русла — прием, который широко используется для корреляции фрагментов речных террас при определении их относительного возраста [Gones, 1924], — не обязательно приведет к продольному профилю современной поймы. Морфологическим критерием первостепенной важности будет скорее непрерывность поверхности на всем протяжении долины, а не ее высота. Однако следует помнить, что, если поверхность сформировалась при действии прогрессивной глубинной эрозии, то единая непрерывная поверхность сформироваться не сможет.

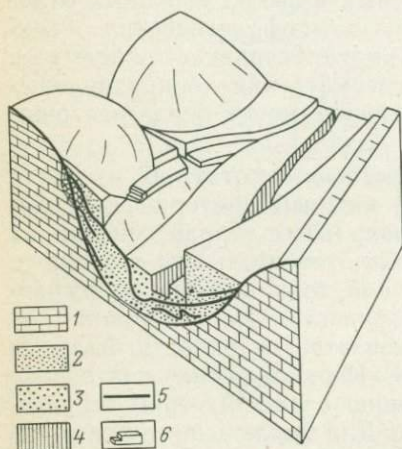


Рис. 2.1. Схематическая блок-диаграмма конечной стадии геологической истории Триполитанского вадя [Vita-Finzi, 1963].

1 — коренные породы (преимущественно известняк); 2 — древние аллювиальные отложения; 3 — молодые аллювиальные отложения; 4 — современная долина; 5 — известковая кора; 6 — искусственные сооружения

вании *только* абсолютной высоты, относительного положения в террасовом ряду и превышения над дном русла мы не сможем однозначно выделить влияние изостатической компенсации, изменения водного режима, колебаний уровня моря и тектонических процессов в пределах речной долины.

Все эти проблемы можно показать на примере исследования долины р. Рейн в Европе, террасы которой в течение долгого времени находятся в центре непрерывного изучения. Здесь основные трудности связаны с длительным перерывом в тектонической деятельности на отрезке долины между Базелем и Франкфуртом, а также совместным влиянием опускания берегов Северного моря и колебаний уровня Мирового океана в плейстоцене. Наконец, существует проблема изучения эрозионных поверхностей флювиального происхождения, которые пока являются предметом многих споров.

Современным признаком будет, вероятно, наличие на склонах речной долины отдельных плоских поверхностей, расположенных на *различных* высотах. Изменение скорости отложения наносов будет подчеркивать этот эффект. К тому же при использо-

Первоначальная схема Дэвиса предполагает, что серия развивающихся во времени поверхностей является последовательной. Такие поверхности он называет юными, зрелыми и старыми и рассматривает их как самостоятельные и изохронные. Другие схемы, например схема Кинга [King, 1953], полагают, что уступ поверхности отступает от русла таким образом, что поверхность может быть метахронной. По мере отступления уступа амплитуда времени возрастает. В этом случае датирование поверхности зависит от знания ее происхождения и определяется содержанием научных концепций (рис. 2.2).

Уровни моря и высота. Проблемы корреляции на основании высоты можно показать на примере прежних уровней моря. Стремление определить возраст абразионных террас вдоль побережья Великобритании привело к созданию классификации террас на базе высоты и к предположению об их đồngовозрастности. Также были сделаны попытки увязать абразионные террасы Британских островов и Средиземного моря путем использования критерия высоты [Green, 1943]. Недавние работы в Великобритании и Арктической Канаде, а также впервые проведенные работы в Фенноскандии доказали несостоятельность такого предположения. Кроме того, факт, что изостатическая реакция не является непрерывной и неизменной во времени и пространстве, проблемы дифференцированного отступления льда и изменения уровня моря, локальные факторы (такие, как образование и сохранение форм рельефа, связанных с деятельностью волн или приливами) увеличивают трудности определения возраста уровней моря. Только использование абсолютных и тем более относительных методов датирования позволяет увидеть некоторые из этих проблем. Высота поверхности всегда должна использоваться с крайней осторожностью [Frye, Leonard, 1957].

Конфигурация речной сети. Изучение развития рисунка речной сети представляет еще один метод относительного датирования, который используется при отсутствии отложений. Вулдридж

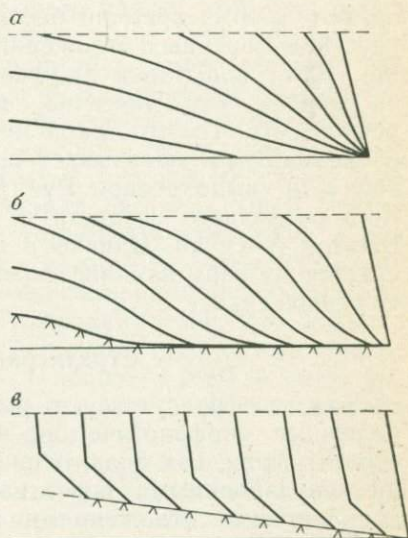


Рис. 2.2. Примеры изохронных (сплошные линии) и метахронных (линии с галочками) поверхностей, полученные при использовании различных схем эволюции рельефа:

a — последовательные стадии выполаживания; *б* — последовательные стадии отступления склонов при горизонтальном перемещении основания склона; *в* — модель параллельного отступления склона, что в конечном счете приводит к образованию метахронной поверхности педимента

и Линтон [Wooldridge, Linton, 1955] при исследовании геологической структуры, рельефа и речного стока на юге Англии использовали степень приспособленности рисунка речной сети к структуре для того, чтобы сделать заключение о том, что рисунок речной сети и поверхность рельефа «островка» Уилд* имеют больший возраст, чем окружающая территория, которая, как они полагают, к тому времени была выровнена морской абразией. При изучении моренных отложений в Южном Эссексе Клейтон [Clayton, 1957] попытался дифференцировать пласты валунных глин, по крайней мере частично, на основе оценки развития рисунка речной сети. То, что такой метод представляется по меньшей мере возможным, показывает сравнительное изучение густоты речной сети, выполненное Руэ [Ruhe, 1954] на пластах валунных глин различного возраста в центральной части Соединенных Штатов Америки. Однако в подобных исследованиях часто упускается из виду влияние физических свойств субстрата на густоту речной сети.

Стратиграфические методы

Там, где присутствуют рыхлые отложения, сравнительно ненадежные морфологические методы уступают место методам стратиграфии, как значительно более строгим. Соотношения между денудационными поверхностями (особенно несогласными) и коррелятными отложениями широко обсуждаются в геологической литературе. В данной работе мы рассмотрим лишь три или четыре стратиграфических метода, которые для геоморфологов представляют особый интерес. Общее представление заключается в том, что наиболее молодыми являются те осадки, которые расположены на большей высоте. Такое представление вполне отвечает современному осадконакоплению, когда резкая механическая дислокация и опрокидывание встречаются сравнительно редко (за исключением ледниковых процессов). Наиболее важными являются три стратиграфических метода:

- 1) изучение органических остатков как флоры, так и фауны, особенно если они подкреплены абсолютными датировками;
- 2) изучение продуктов выветривания и реликтовых отложений;
- 3) археологические данные.

Во многих ситуациях эти методы используются все вместе и в совокупности с другими методами определения возраста.

Органические остатки: палинология. Остатки растений, сохранившихся в отложениях, дают нам, возможно, один из наиболее мощных стратиграфических индикаторов возраста для четвертичного и третичного времени. Почти такое же значение имеет изучение зерен пыльцы (палинология), хотя макроскопические рас-

* Район южной части Англии, в который входят части графств Кент, Суссекс, Суррей, Гемпшир. — *Прим. пер.*

тительные остатки, пристально изучавшиеся в первой половине нашего века, оказываются не менее важными. Главной своей целью палинолог считает реконструкцию среды, особенно климатических условий, в которых произрастали растения. Важной чертой этого исследования является метод датирования и корреляции отложений.

Цветущие растения теряли пыльцу и споры, которые рассеивались и задерживались в отложениях, таких, как органические торфы, озерные илы и почвы. Зерна пыльцы имеют крепкую оболочку и не поддаются разрушению под действием давления и при транспортировке, не растворяются кислотами циркулирующих грунтовых вод. Это свойство означает, что пыльца, рассеянная во время формирования реликтовых отложений, позднее может быть собрана и идентифицирована [Erdtman, 1943]. Изучение пыльцы из непрерывного ряда горизонтов отложений и подсчет зерен дают пыльцевой спектр, который в большинстве случаев является характерным для региональной окружающей среды за время формирования данного осадка (рис. 2.3). В диаграммах пыльца древесных видов выражена процентным распределением частот отдельных видов в общем распределении древесной пыльцы. Недревесная пыльца и споры обычно выражаются в абсолютном количестве.

Этот чрезвычайно полезный метод не лишен своих трудностей. Соотношение доли пыльцы локальной растительной ассоциации и всей пыльцы не равно соотношению растений. Одни виды растений производят пыльцу в большом количестве, в то время как другие виды — в малом. Различия в механизмах транспортировки и возможность переработки зерен во время их перемещения на большие расстояния или за большие отрезки времени означают, что распределения частот пыльцы не могут быть такими же, как у локальной популяции — источника пыльцы [Davis, Goodlett, 1960].

Некоторые из этих проблем могут быть сведены к минимуму сравнением современных флористических ансамблей с современными пыльцевыми спектрами, путем введения поправки на разную продуктивность пыльцы и расстояние ее перемещения, а также способом определения количества каждого вида растений, учитывая число зерен пыльцы на единицу объема отложений. В статистическом смысле важно, что отдельные образцы из одного горизонта будут характеризоваться меньшим разнообразием, чем образцы из разных популяций (горизонтов). Следовательно, мы будем кое-что знать об источниках разнообразия. Сложная природа метода приводит к тому, что пыльцевые диаграммы, полученные в одной точке наблюдения, сравниваются с диаграммами для другой точки, расположенной, может быть, за сотни миль от первой. Предположение, что горизонты, содержащие органические остатки, отделенные некоторым расстоянием, показывают меньшее разнообразие, чем горизонты в том же самом обнажении, вряд ли будет иметь силу до тех пор, пока не будут сдела-

ны широкие проверки. Несмотря на это, сравнение пыльцевых спектров, если они использовались с осмотрительностью и если один из них имеет абсолютную датировку, например, радиометрическими методами, дает нам полезный и недорогой метод датирования, хотя он и требует тренировок и мастерства.

В настоящее время время последовальность развития растительности в послеледниковое время хорошо известна в Европе и на



Рис. 2.3. Упрощенная пыльцевая диаграмма для оползней в Кумбс Рокс, на которой показаны изменение в составе растительности и связь растительных видов с послеледниковыми пыльцевыми зонами [Johnson, 1965]

востоке Северной Америки. Для периодов оледенений и межледниковий формирование растительности изучено хуже. Однако метод широко применяется в геоморфологических исследованиях в различных ситуациях. Примером использования пыльцевой стратиграфии для оценки позднеледниковой эволюции может служить работа Брауна [Brown, 1962], посвященная развитию стока в низовьях р. Оттава и в долине р. Св. Лаврентия. В этой работе для определения стадий перемещения русел главных рек по мере тектонического поднятия территории автор использовал пыльцевые диаграммы с отдельными радиометрическими датировками. Джонсон [Johnson, 1965] применил палинологический метод для датирования оползней послеледникового возраста. Этот метод также используется для определения возраста морен, приподнятых береговых линий и аллювиальных отложений. Так, Джонс [Jones, 1970] сумел определить возраст и скорость накопления в долине р. Оус в Суссексе, используя для этого данные палинологического анализа и радиоуглеродные датировки (рис. 2.4).

Органические остатки — животные ископаемые остатки. Использование ископаемой фауны для датирования событий анало-

гичны методу, когда отдельная окаменелость или их комплекс считаются характерными для определенного периода времени и присутствие их указывает на возраст отложений. Для анализа используется широкий набор видов. Их определение осуществляется методами стратиграфической палеонтологии [Shaw, 1964],

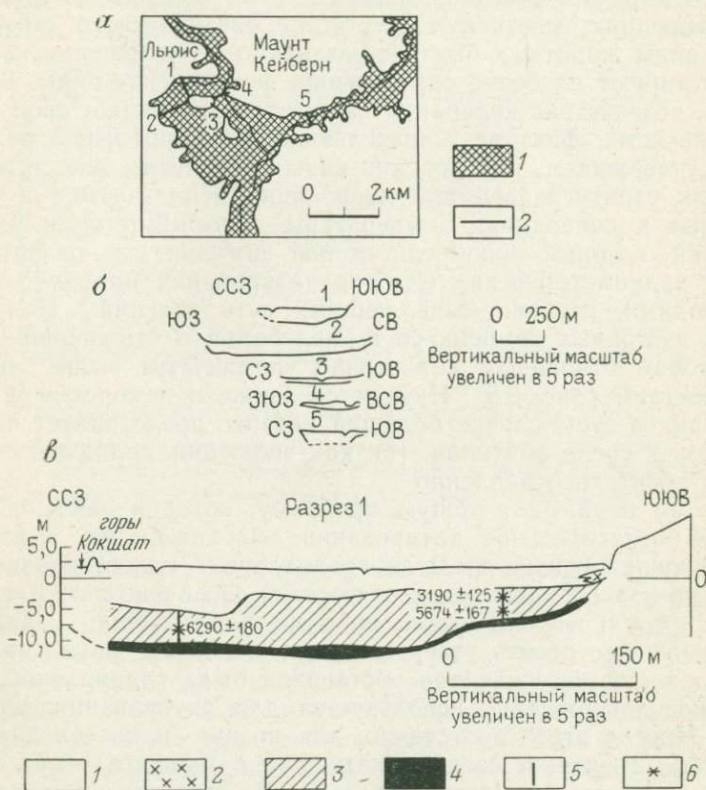


Рис. 2.4. Аллювиальные отложения повышенной мощности, выполняющие долину р. Оус, Суссекс:

а — положение аллювия (1) и разрезов 1—5 (2); б — упрощенные поперечные профили долины; в — разрез, показывающий распределение отложений, из которых были получены пыльцевая диаграмма и радиоуглеродные датировки (1 — серые до черных глины, илы, песчаные линзы; 2 — песок и опесчаненная глина с галькой; 3 — переслаивающиеся торф, оторфяненные глины и зеленовато-серые глины; 4 — опесчаненная глина, песок и гравий; 5 — буровые скважины; 6 — местоположение радиоуглеродных датировок и пыльцевых проб [Jones, 1970])

цель которой — определение видов, их пространственный и временной спектры и статистические методы корреляции.

Следует указать на две основные проблемы при использовании животных остатков. Так как для геоморфологов интерес представляют главным образом последние несколько миллионов лет, то для них желательно более подробное подразделение этого периода по сравнению с подразделением, например, юры или

докембрия. Отсюда следует, что для получения более точных датировок требуются виды животных, которые эволюционировали быстрее. Второй момент заключается в том, что для изучения современных и четвертичных отложений намного большее значение имеют сухопутные среды, прерывистые и более специализированные, чем морские. Они оказываются преимущественными во многих отношениях, так как в отсутствие океанического «буфера» многие виды животных быстрее реагируют на изменения климата и регистрируют их более определенно, чем морские виды. В свою очередь, воздействие колебаний климата увеличивает свое значение в качестве фактора, определяющего генезис форм рельефа. Мы не утверждаем, что морские виды бесполезны для датирования. Для стратиграфической корреляции используются и чувствительные к колебаниям температуры *Foraminifera* и морские моллюски, которые приобрели особое значение с развитием в 1907 г. радиометрических методов датирования наряду с другими методами, глубоко выявляющими суть явлений. Получение кривых изотопных температур из колебаний в отношении $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в некотором отношении аналогично упомянутому выше пыльцевым спектрам (рис. 2.5). Изучаются также и неморские моллюски, однако в этом случае больший интерес представляет их причастность к среде обитания, так как эволюция моллюсков происходит относительно медленно.

Все это поднимает общую проблему, которая заключается в том, что относительное датирование выводится из некоторых условий окружающей среды и предполагает существование этих условий в период накопления отложений. Особенно остро эта проблема стоит в исследованиях событий плейстоцена. Например, часто можно встретить утверждение, что так как фауна является «холодной», то окружающая обстановка была гляциальной, а затем такое утверждение используется для датирования довольно точно. Иногда этого достаточно для поздне- и послеледниковых пыльцевых спектров, когда заключения о климате могут с умеренной точностью свидетельствовать об относительном положении во времени. Однако такая практика вызывает опасение, так как *точную* информацию о параметрах окружающей среды дают лишь некоторые из окаменелостей (еще меньшее количество из них можно использовать как геоморфологические индикаторы), а также из-за того, что наше понимание роли климата в эволюции больших территорий весьма несовершенно. Наиболее крайнее использование таких методов порой приводит к круговой аргументации, когда в одном разрезе из анализа характера отложений делается заключение об их ледниковом возрасте, а в другом разрезе ледниковое происхождение отложений выводится из их возраста. Последнее определяется путем ссылки на первое предположение, которое при детальном рассмотрении может оказаться ошибочным. К сожалению, такие случаи не редки, и их нелегко избежать, особенно если в литературе специально не оговорено, что было выведено, а что предположено.

В качестве примера использования фаунистического доказательства в геоморфологии для целей датирования рассмотрим анализ неморских моллюсков для установления четвертичной истории Англии. Как указывает Спаркс [Sparks, 1953], эти животные далеки от идеальных — их распределение определяется местными условиями, а эволюционные изменения малы или отсутствуют. Тем не менее Керней [Kerney, 1963] смог установить

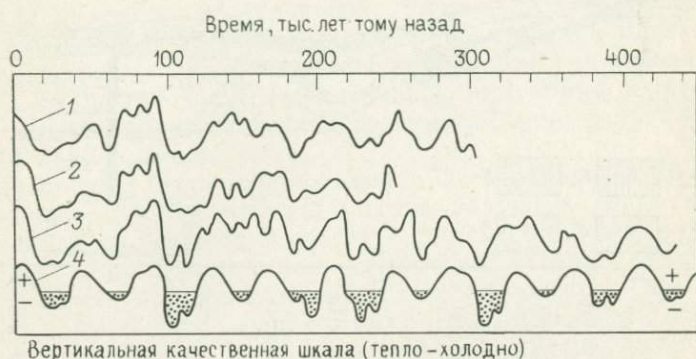


Рис. 2.5. Осредненные климатические кривые, полученные для точек в Северной и Экваториальной Атлантике и Карибском море [Evans, 1971].

1 — Северная Атлантика, 2 — Экваториальная Атлантика, 3 — Карибское море; 4 — летняя инсоляция

возраст послеледниковых отложений в Юго-Восточной Англии на основе фауны моллюсков после привязки к стратиграфической летописи с радиометрическими датировками (рис. 2.6). Для каждого горизонта виды выражены в виде абсолютного количества на единицу отложений, как это делается на пылевых диаграммах. Одним из результатов работы было определение характера геоморфологических процессов и главных этапов развития рельефа. Такие же методы использовались для датирования развития речных долин, процесса формирования речных террас и изменения уровня моря.

Продукты выветривания и реликтовые отложения. Седиментационные ряды и особенно выветрелые осадочные отложения часто используются для датирования геоморфологической деятельности. Погребенные почвы, развееванные ветром лёссы и вулканическая пыль (теффа) особенно важны при изучении плейстоценовых и современных событий. При дальнейшем продвижении в прошлое ключевыми инструментами для исследователей денудационной хронологии становятся более обычные геологические материалы, коррелятные флишевые отложения, морские трансгрессивные и регрессивные осадки и эрозионные уступы, отмеченные несогласиями.

Палеопочвы можно разделить на реликтовые (впоследствии не погребенные) и погребенные почвы. Стратиграфически важные горизонты палеопочв характеризуются: а) широким геогра-

фическим распространением, б) ясно выраженными характерными особенностями, что позволяет им служить в качестве маркирующих горизонтов, и в) стратиграфическими отношениями или

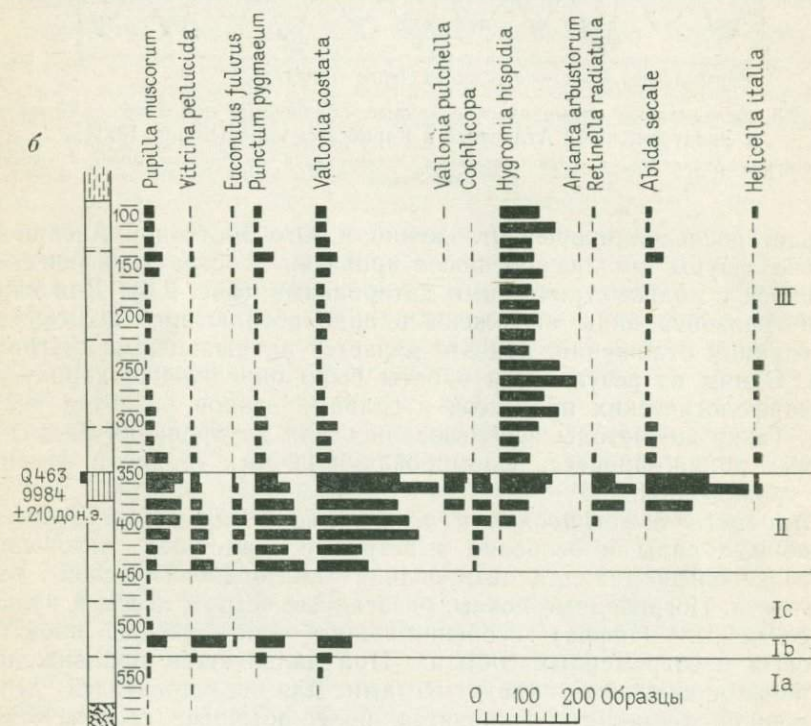
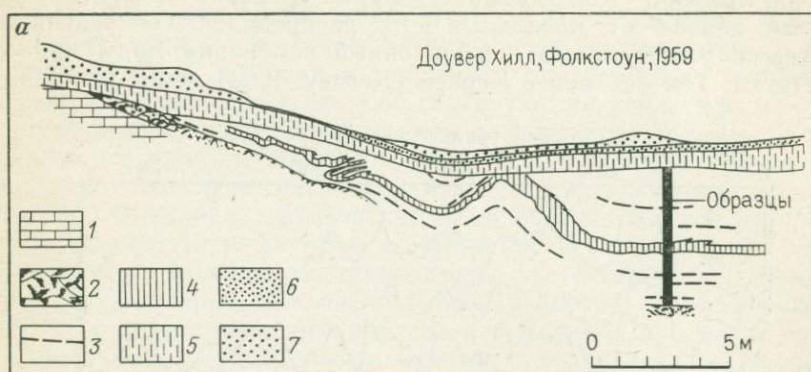


Рис. 2.6. Диаграмма фауны моллюсков с радиоуглеродными датировками для Доувер Хилл, Фолкстоун [Kerney, 1963]:

a — разрез и положение точек отбора образцов (1 — раздробленный сеноман; 2 — верхнемеловые обломочные россыли — угловатые обломки; 3 — верхнемеловые алевритовые и тонкозернистые обломочные россыли; 4 — верхнемеловой серый ил с обломками древесного угля — погребенная почва; 5 — последлениковий делювий, содержащий продукты переотложения верхнего мела; 6 — современная почва; 7 — старые отвалы карьеров); *б* — диаграмма в виде сложной гистограммы

содержанием органического вещества, которые дают достаточно точные и независимые определения возраста, по меньшей мере в нескольких местоположениях. Из стратиграфических исследований в США известно, что палеопочвы идентифицируют в целом 14 различных горизонтов, которые по возрасту простираются от небраскской стадии * до современного периода. Палеопочвы являются *соответствующими во времени*, т. е. предполагается (и зачастую доказано), что они имеют одинаковый возраст по всей площади своего распространения. Однако не следует надеяться, что физические свойства почвы в горизонтальной плоскости будут оставаться одинаковыми; очевидно, комбинированное влияние разнообразных материнских пород и местного климата, глубины погребения и последующего выветривания делает это практически невозможным.

Палеопочвы были и продолжают быть одним из многих критериев для дифференциации пластов валунных глин (моренных отложений) различного возраста. Один из наиболее важных горизонтов — это сангамонская палеопочва, которая отделяет лавлендский лёсс от вышележащих слоев висконсина. Она же была первой палеопочвой, которая была определена в Иллинойсе в 1883 г. [Chamberlin, 1883; Voss, 1933]. Почвенные покровы имеют значительную область распространения и поэтому обладают широко варьирующими характеристиками — от оглеенной почвы в штате Индиана до красной пустынной почвы в Техасе.

Хронологический возраст палеопочвы включает состояние и длительность времени, требуемого для их формирования, и приблизительную дату, которая в отсутствие абсолютной датировки определяется стратиграфическим положением. Поэтому снова возникает опасность круговой аргументации, если мы используем один и тот же осадок (теперь датированный) для того, чтобы из наличия почвы сделать заключение о возрасте геоморфологических событий. Отложение, сохранившееся в качестве палеопочвы, определяется интенсивностью первоначальных почвообразующих процессов, временем их развития и последующими геоморфологическими событиями. Первоначальная зональность почвы может быть уничтожена более поздней эрозией или выщелачиванием, так что сохраняется лишь горизонт *B*, богатый карбонатом кальция и железистыми конкрециями. При таких обстоятельствах интерпретация первоначальных и последующих климатических условий становится сомнительной. Палеопочвы могут изменяться от тонких темных ленточек в аллювии, который лишь весьма отдаленно напоминает почву, до сложного полигенетического слоя, испытавшего несколько периодов эрозии и выщелачивания. Следовательно, важно, чтобы измеряемые характеристики описывались тщательно для обеспечения хорошей количественной основы и возможности их применения для целей датирования (рис. 2.7).

* Первое плейстоценовое оледенение Северной Америки. — *Прим. пер.*

Для определения относительного возраста ученые используют и две другие характеристики выветривания: 1) степень распада и разрушенности гранитных обломков и 2) глубину карбонатного выщелачивания. Например, глубина карбонатного выщелачивания была использована Болтоном и Уорслеем [Bolton, Worsley, 1968] для определения относительного возраста валунных глин по обеим сторонам возвышенности Уор-Бар Хилл в Шропшире, а изменение

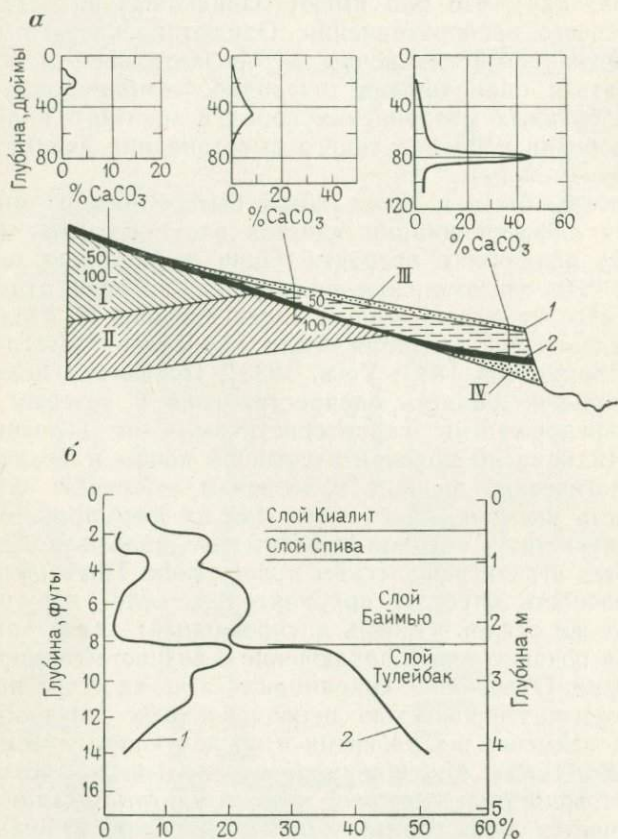


Рис. 2.7. *a* — изменение содержания CaCO_3 с глубиной для погребенных почв в Вайоминге [Leopold *et al.*, 1964]:

I — формация Уосатч (раздробленные глины), II — формация Уосатч (уплотненные глины), III — формация Кейси, IV — формация Акросс; 1 — современная почва, 2 — палеопочва.
b — изменение свойств почвы с глубиной для слоев погребенной почвы [Churchward, 1961]:
 1 — карбонаты, 2 — глина

содержания карбоната кальция с глубиной применялось Леопольдом и другими исследователями [Leopold *et al.*, 1964] в Вайоминге (см. рис. 2.7). Для эффективности этих методов необходимо известное постоянство как в исходном составе материнских пород, так и в факторах окружающей среды, которые вносят свой вклад в карбонатное выщелачивание. Такими факторами могут быть

крутизна склонов, растительность, сток и др. Анализ окружающей среды необходим при исследовании выветривания даже в тех случаях, когда тип породы не меняется. Примером может служить работа Бирмана [Birman, 1964], посвященная выветриванию гранитов в ледниковых отложениях Сьерра-Невады, а также использование анализа глинистых минералов для доказательства равной продолжительности выветривания и, следовательно, одинакового возраста морены в Иберийских горах в Испании [Thorné, 1968].

Исследование тефры, или вулканической пыли, с точки зрения стратиграфии похоже на изучение продуктов выветривания и отличается от него лишь двумя важными моментами. Во-первых, по типу рассеянной тефры можно распознавать отдельное вулканическое извержение. Во-вторых, по сравнению с продуктами выветривания вулканическая пыль занимает намного более ограниченную зону, что обусловлено направлением господствующих ветров и климатическими условиями во время вулканического извержения. Тефрохронология используется главным образом в Исландии, Японии, Новой Зеландии и на западе США. Наименьшей стратиграфической единицей является та, которая создана одним взрывом. Однако в течение вулканического извержения может произойти несколько таких взрывов, и, следовательно, в одном цикле может быть серия осадков. Накамура [Nakamura, 1960] обнаружил в районе Токио базальный слой выпавшего шлака, который сменяется лавовыми потоками, слоем пепла, переработанными пепловыми отложениями и, наконец, выветрелым пеплом. В Исландии есть точно известные действительные исторические даты извержений, таких, как извержение вулкана Ораефайокуль в Юго-Восточной Исландии в 1362 г. Все это делает горизонты вулканической пыли весьма важными для исследований локальных скоростей эрозии и аккумуляции. Для того чтобы получить датировки составных частей старого пепла, определенно первичных, можно использовать калий-аргоновый метод. На западе США большое значение имеет слой пепла Перлетт, который позволил связать послеканзасские * континентальные ледниковые отложения с флювиогляциальными отложениями и отложениями горных ледников Скалистых гор. Настолько же ценные отложения более молодого возраста — это вулканический пепел, отложившийся при извержении вулкана Куизапо в Чили в 1932 г. (рис. 2.8).

Археологические данные. Формально артефакты — это «предметы доисторического возраста, созданные человеком». Однако здесь мы рассмотрим созданные человеком предметы любого возраста, которые могут быть использованы для определения относительного возраста, независимо от того, являются ли они изделиями каменного века, древнеримскими плотинами или ядрами времен конфедерации у подножия эрозионного уступа Миссисипи. Здесь документальное доказательство рассматривается скорее как геоморфологическое, нежели стратиграфическое.

* Второе плейстоценовое оледенение Северной Америки. — *Прим. пер.*

При использовании доисторического материала исследователи часто сталкиваются с трудностью, сравнимой с трудностью доказательства климатических изменений. Мы обязаны еще раз подчеркнуть опасность круговой аргументации при использовании артефактов для датирования. Нельзя без осторожности использовать археологические материалы, датированные в каком-либо месте путем указания их геоморфологического положения, чтобы сде-

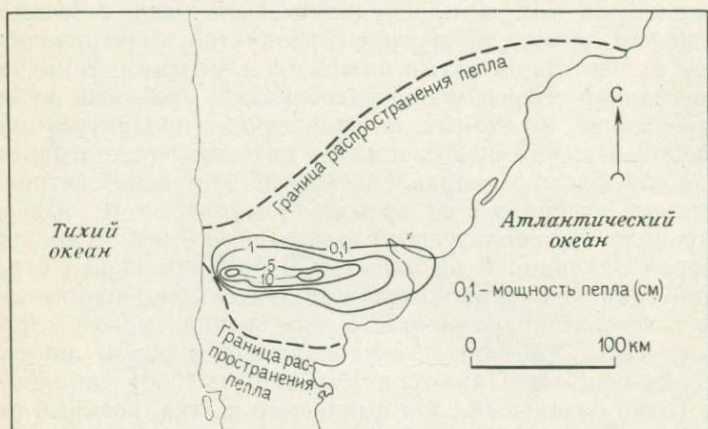


Рис. 2. 8. Отложения пепла вулкана Куизапо в Чили, извержение которого произошло в 1932 г., является примером того, как тефра образует маркирующий горизонт, обеспечивая определение дат на большой территории [Larsson, 1937]. Контуры интерполированы между точками равной мощности пепловых отложений

лать вывод о возрасте геоморфологических событий в соседнем месте. Конечно, здесь проблема стоит менее остро, поскольку классификация артефактов независима от рельефообразования. Большая их часть четвертичного возраста и представляет собой орудия труда из кремня, кварца и кости. Эти ранние артефакты сгруппированы в комплексы или ансамбли инструментов, которые представляют культурное развитие людей, пользовавшихся ими.

В применении артефактов для датирования следует сделать три ограничения. Во-первых, из-за чрезвычайной резкости культурных границ различные культурные ансамбли, встреченные на небольшом удалении друг от друга, могут иметь один и тот же возраст. Так, культурное развитие, представленное ансамблями холодильников, моющих машин и телевизоров, в современном мире имеет резкие границы. Рассмотрим, например, современные «орудия» жителей городов Бразилии или амазонских деревень. Во-вторых, так как культура проникает очень быстро, один и тот же артефакт может быть метакронным в своем пространственном распределении. Развитие сельского хозяйства эпохи неолита на Среднем Востоке, например, опережало развитие сельского хозяйства

в Западной Европе. В-третьих, артефакт, найденный на эрозионном уровне, позволяет сделать заключение только о минимальном возрасте периода. Так, если мы находим датируемые кучи кухонных отходов на поверхности высокой террасы возрастом, скажем, в 8000 лет, то мы знаем только, что поверхность террасы в то время уже существовала — она могла быть сформирована намного раньше.

Имеются также трудности в объединении материала. Часто нелегко себе представить, как искусственный материал может быть отложен в гравии, в то время как гравий продолжает накапливаться и еще сохраняет свой первоначальный характер. Если материал испытал изменение, то каким бы незначительным оно ни было, материал не является *in situ* и может оказаться, что он переработан. Военные наблюдательные посты, установленные на вершинах клифов в 1940 г., теперь мы находим на берегах 200—300 футами ниже, часто в вертикальном положении.

С другой стороны, артефакты часто находят в ассоциации с органическими материалами древесного, костного или растительного состава, что позволяет сделать независимые радиометрические датировки. Ансамбли орудий труда в Западной Европе и Африке представляются достаточно известными для того, чтобы давать наиболее надежные показатели приблизительного возраста тех осадков, в которых они были найдены. Датировки для форм рельефа и отложений можно получить как с помощью осколков керамики и стекла, так и при исследовании искусственных сооружений — сосудов для хранения воды, портовых укреплений или ям для столбов.

Во всем мире путем использования археологических данных в широком масштабе датируются флювиальные отложения [Zeupel, 1952]. Примером может служить исследование террас в долине реки Рио-Тисик, притока реки Рио-Гранде в штате Нью-Мексико, США [Miller, Wendorf, 1958]. Река Рио-Тисик берет свое начало в ледниковых цирках гор Сангре-де-Кристо. Период формирования ее самой низкой террасы (высотой 2—3 м) датируется 1250—1880 г. н. э. путем использования радиоуглеродного метода и по осколкам керамики. Этот случай представляет особый интерес, так как данные о скорости осадконакопления за последние 2000 лет, полученные из археологических материалов, показали, что средняя скорость осадконакопления и скорость эрозии были сравнимыми с современными. Геохронология часто использует обратную процедуру, когда скорости действия процессов используются для получения абсолютных датировок [Straw, 1964].

Обсуждаемые здесь стратиграфические методы датирования никоим образом не исчерпывают широкий круг методов, имеющих в нашем распоряжении. Однако будет справедливым заметить, что большинство из *неупомянутых* методов представляют собой их разновидности, описанные выше. Для более подробного рассмотрения проблем стратиграфической корреляции авто-

ры рекомендуют обратиться к работам Крамбейна и Слосса [Krambein, Sloss, 1963], Стро [Straw, 1964] или Эйхера [Eicher, 1968].

ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Методы, используемые для абсолютного датирования, имеют более узкое применение. Они наиболее специализированы, и их употребление — дело весьма дорогостоящее. Однако в большинстве своем эти методы базируются на одной простой идее, описанной Флинтом [Flint, 1970] таким образом: «Все оценки и датировки событий получаются путем определения: 1) скорости действия некоторых процессов в виде некоторых единиц в год и 2) числа таких единиц, выполненных процессом с тех пор, как произошло то или иное событие; второе следует разделить на первое». Так, если за год откладывается слой осадка толщиной 1 мм, то слой мощностью 1 м характеризуется возрастом 1000 лет.

В таком случае проблема заключается в том, чтобы найти процессы, которые будут: а) повсеместными, б) неизменными в течение больших промежутков времени и в) точно измеряемыми. До появления радиометрических или других сравнительно точных методов многие из датировок основывались на осадконакоплении или выветривании. Возникают серьезные проблемы, в связи с тем, что скорость действия такого процесса изменяется, или потому, что число выполненных процессом единиц «работы» нельзя точно определить. Несомненно, современные скорости осадконакопления в некоторых районах кажутся чрезвычайно высокими, и предположения, базирующиеся на таких скоростях, будут давать нам нереальную картину. Скорость накопления торфа была использована Райтом [Wright, 1881] еще в 1881 г. при датировании ледниковой котловины в штате Массачусетс, США, путем применения данных о скоростях, которые были получены в Северной Франции. Почти то же самое справедливо и для скоростей выветривания, которые использовались, например, Пенком и Брюкнером [Penck, Brückner, 1909] при попытке установить относительную продолжительность межледниковых периодов. Во многих из этих исследований настоящее являлось ненадежным проводником в будущее.

Здесь мы приводим шесть основных методов абсолютного датирования: 1) радиометрические определения, 2) дендрохронология, 3) варвостратиграфия, 4) термолюминесцентный анализ, 5) лихенометрия, 6) исторические сведения.

Радиометрические методы

Вне всякого сомнения, что величайшие успехи в абсолютном датировании связаны с развитием радиометрических методов, которые базируются на процессах, затрагивающих соотношение первичных, вторичных и индуцированных ядер химических эле-

ментов. Эти методы могут представлять собой «часы» распада (представленные радиоуглеродным методом, когда изотоп C^{14} сравнивается по отношению ко всему другому углероду в образце), «относительные часы» (полученные благодаря различной скорости распада двух радиоактивных изотопов, таких, как $^{230}Th/^{232}Th$) и «часы» аккумуляции, когда новый продукт накапливается по мере распада старого, как в калий-аргоновом методе. Основное утверждение заключается в том, что данное радиоактивное ядро P будет распадаться с некоторой постоянной скоростью λ для того, чтобы сформировать продукт D . Таким образом, первоначальное число атомов-родителей P_0 уменьшается так, что в момент времени t будет оставаться только P_t атомов. Например, экспоненциальная скорость распада определяется по формуле

$$P_t = P_0 \cdot e^{-\lambda t},$$

и если продукт D не радиоактивен, то

$$D_t = P_0 - P_t = P_0 (1 - e^{-\lambda t})$$

или

$$= P_t (e^{-\lambda t} - 1),$$

где

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{D}{P} \right).$$

Радиоактивный углерод $F^{14}C$ присутствует в атмосфере в равновесном состоянии так, что его количество все время остается относительно постоянным. Пока животное или растение живет, оно посредством метаболизма поддерживает в себе весьма постоянный уровень содержания ^{14}C , который находится в равновесии с углеродом, присутствующим в атмосфере. После гибели организма ^{14}C начинает распадаться с известной скоростью (период его полураспада составляет 5730 ± 40 лет). Именно эта известная скорость полураспада делает ядро ^{14}C полезным «прибором» для определения возраста. К сожалению, этот изотоп распадается сравнительно быстро (т. е. он характеризуется относительно коротким периодом полураспада), и поэтому метод применим для периода датирования, ограниченного примерно 50 тыс. лет. Кроме того, с увеличением возраста образца растет и неопределенность измерения, так что практическим пределом обычно считают 30 тыс. лет, а интервалом наиболее достоверных датировок — 2—20 тыс. лет.

Обсудим, как изменяется точность метода в зависимости от: а) используемого периода полураспада, б) изменений в концентрации атмосферного ^{14}C и в) степени загрязнения образца. В 1962 г. Кембриджская конференция пересмотрела время полураспада изотопа ^{14}C от 5570 ± 30 до 5730 ± 40 лет. Это неизбежно повлекло за собой исправление некоторых датировок, которые

были выполнены раньше. Изменение содержания изотопа ^{14}C в атмосфере может быть вызвано изменениями интенсивности космических лучей (для датирования предполагается, что она остается постоянной), величиной (но не ориентировкой) вектора напряженности магнитного поля Земли и степенью океанического перемешивания, потому что на содержание CO_2 в атмосфере океан действует как «буфер».

При использовании бристолюнковой сосны (Bristlecone Pine) были получены новые шкалы для датирования дендрохронологическим методом. Если считать их абсолютными и точными, то теперь можно сделать поправки для датировок по ^{14}C для того, чтобы разрешить некоторые явные расхождения между этими датировками и известными историческими событиями. В океанических и пресноводных системах должна быть сделана корректировка для предполагаемого возраста воды. Это весьма важно, так как и фораминиферы, и моллюски широко используются для радиометрических определений возраста. Изменение также может быть вызвано влиянием инфильтрации подземных вод, объединением с древним углеродом, загрязнением образца в поле, лаборатории или во время хранения. Один процент загрязнения образца чуждым ему современным материалом, согласно Олссону [Olsson, 1968], приведет к тому, что возраст образца будет занижен до 10 тыс. лет для образца возрастом в 44 тыс. лет и до 1 тыс. лет для образца возрастом 22 тыс. лет. Как нам кажется, для некоторых отложений, таких, как озерные карбонаты, радионуглеродным методом невозможно определить возраст образцов свыше приблизительно 22 тыс. лет. Также должна быть сделана поправка на современное увеличение содержания изотопа ^{14}C в атмосферном углероде, которое связано с сжиганием топлива, что приводит к ошибкам примерно в 80 лет для каждого 1% оцениваемой величины.

Метод отношений, сравнивающий, например, ^{231}Pa с ^{230}Th , используется главным образом для датирования глубоководных образцов потому, что это отношение не так чувствительно к изменению условий океанической седиментации. Постоянные распады отличаются двумя коэффициентами, и, таким образом, отношение двух радиоактивных элементов изменяется в течение времени закономерно. Этот метод можно считать полезным, хотя он и действует только для образцов возрастом свыше 150 тыс. лет. Третий метод, калий-аргоновый, охватывает весь четвертичный и конец третичного периода, и, следовательно, по мере того, как становится возможным получить большее число датировок, он оказывает значительную помощь при изучении скоростей денудации. Этот метод исключительно ограничен и применяется только для изверженных пород, содержащих первичные биотит, мусковит или амфибол. Метод очень чувствителен даже к незначительным количествам детрита коренных пород в образце. Начиная с 1907 г., когда для датирования впервые было использовано превращение урана в свинец, отмечается быстрый успех в разработ-

ке этих методов. Сегодня ^{238}U , ^{235}U , ^{230}Th , ^{232}Th , ^{87}Rb , ^{40}K , ^{226}Ra и ^3H (для периодов менее ста лет) используются для датирования образцов с большой точностью определения (во многих случаях с ошибкой менее 2%).

Дендрохронология

Дендрохронология [Douglass, 1914] — это метод рассматривает намного более короткий период (около 7 тыс. лет) настолько точно, что используется для калибровки установок, необходимых для радиометрического датирования. Этот метод можно определить как «...систематическое обследование годовых колец деревьев, применяемое для датирования событий прошлого и для оценки климатических условий» [Fritts, 1966]. С различным успехом этот метод может применяться везде, где только деревья наращивают ежегодные кольца. Помимо того, он используется для заключения о колебаниях климата в прошлом вдоль окраин климатических областей, таких, как семиаридные районы или области, где рост ограничивается температурными условиями.

По мере роста дерева каждый год ксилема присоединяет новое кольцо, которое состоит из внутреннего и внешнего слоев — раннего древесного прироста и позднего древесного прироста с переходом между ними (рис. 2.9). Непосредственное применение метода или правила скорости прироста, которое обсуждалось в начале этого раздела, основано на обязательном развитии одного кольца каждый год и на некоторой обусловленности изменчивости толщины колец климатическими причинами (сухостью, влажностью, температурой), которые влияют на относительную доступность почвенной влаги для деревьев. К сожалению, вблизи краев ледника, где анализ климатических условий прошлого мог бы дать большую информацию по истории развития рельефа данного региона, локальные вариации влажности почвы, тормозящие прирост камбия, уменьшают применение этого метода по мере того, как становится возможным использовать более тщательно разработанные методы абсолютного датирования.

Самый простой способ заключается в измерении на радиусе образца последовательностей колец. Относительная толщина таких последовательностей используется в качестве основы для корреляции путем перекрытия участков и подбора максимумов и минимумов на графиках (см. рис. 2.9) из многих образцов. Стандартизованные, составные и в конечном счете региональные руководящие диаграммы создаются, начиная с современных деревьев и продвигаясь к более старым, вероятно, фрагментарным остаткам. Этот метод перекрещивающегося датирования связан с предположением о том, что в любой климатически однородной области изменение рисунка колец во времени будет одинаковым для всех деревьев этого района. Из-за того, что деревья перекрываются в возрасте и, следовательно, образуют «древесные календари», можно постепенно расширять серии дальше и дальше

назад во времени. Таким же образом можно установить то, что называется «текущими хронологиями», в которых тенденции серий годовых колец могут быть скоррелированы без привязки к известным датам событий. Есть надежда, что в конце концов их можно увязать в региональную руководящую хронологию.

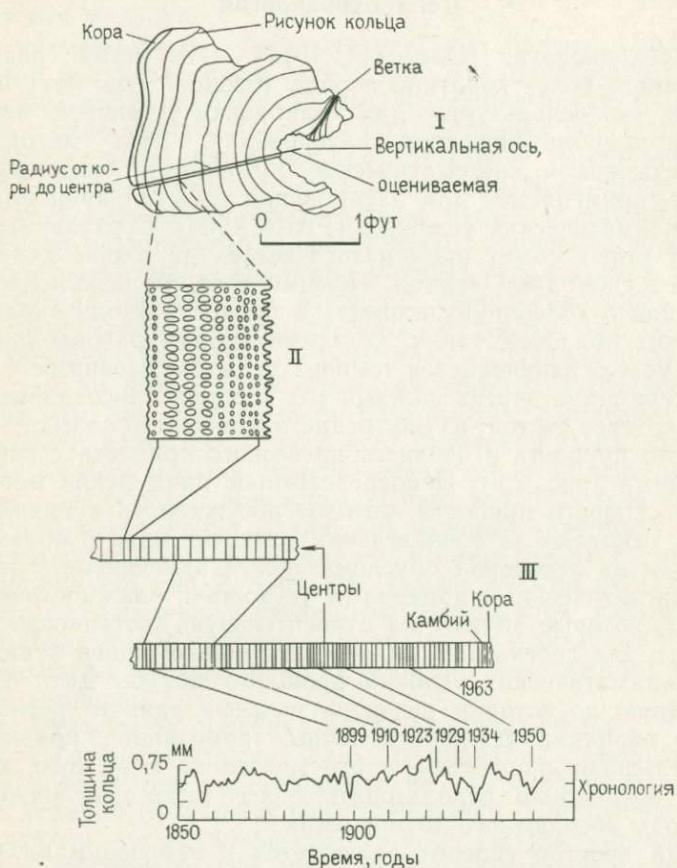


Рис. 2.9. Дендрохронология. Радиус, выпиленный от коры до сердцевины ствола, используется для установления изменчивости рисунка годовых колец. Перекрестное датирование, полученное при рассмотрении образца, взятого из другого дерева, и текущие хронологии позволяют продлить запись, начиная от рисунка колец существующего дерева дальше и дальше в прошлое [Marche Jr, 1968].

I — разрез, поперечный к вертикальной оси, показывающий местоположение центра; II — поперечный разрез; III — частичный образец перекрестного датирования с центром

Как и с другими методами абсолютного датирования, так и с дендрохронологией возникает несколько трудностей в интерпретации результатов. Среди них следует отметить влияние характера выпадения атмосферных осадков в течение периода роста на толщину годовых колец, различные скорости роста колец с уве-

личением возраста дерева, движение молодой зоны быстрого роста ввѣрх по дереву с увеличением возраста, так что изменчивость колец меняется вдоль длины дерева и, наконец, местные детали непостоянства «от дерева к дереву» и «от места к месту».

Подразумевается, что древесные обломки должны быть доступны и в одинаковой степени сохранены — факт, который дает предпочтение при применении этого метода в некоторых особых

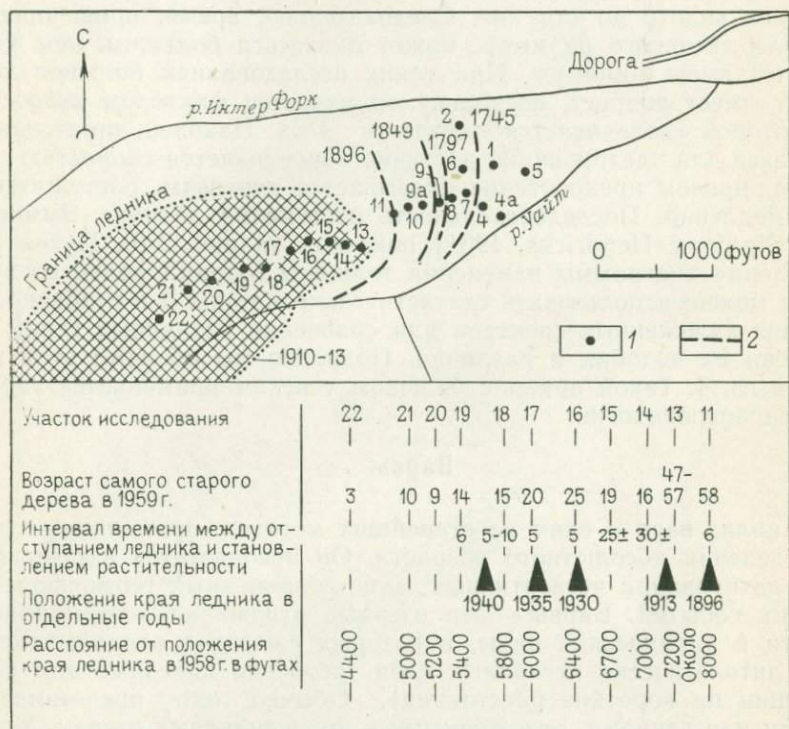


Рис. 2.10. Последовательность отступания ледника Эммонса, основанная на дендрохронологических данных [Sigafoos, Hendricks, 1961]:

1 — участки исследований; 2 — морены

областях, например на юго-западе США, где устанавливаются непрерывные серии колец от 59 г. до н. э. и до настоящего времени. Метод также важен для исследования геоморфологических процессов, когда он применяется к существующим деревьям. Сайджефус и Хендрикс [Sigafoos, Hendricks, 1961] применили метод датирования, чтобы оценить современное поведение ледника Нискуолли в Маунт Рейнер, штат Вашингтон, США. Здесь они сумели определить линию максимального продвижения современного ледника вниз по долине благодаря резкому изменению в размере и возрасте деревьев. Возраст дерева интерпретируется как минимальный период времени, который прошел с тех пор,

как ледник оставил территорию, занятую деревьями. Тогда минимальный возраст земной поверхности, например морены, равен возрасту самого старого дерева, которое растет на ней. Однако в таких случаях важно установить время регенерации растительности, т. е. время, которое требуется для ее восстановления на новой поверхности. Деревья могут расти и на тех поверхностях, которые стабилизировались не полностью. Иногда выясняется, что на мощных отложениях абляционной морены деревья имеют возраст вплоть до ста лет. Следовательно, время, прошедшее с начала активного размыва, может оказаться большим, чем указанный выше минимум. При таких исследованиях большое значение имеет подрост, поскольку он является фактором скорости, с которой увеличивается плотность леса. Наконец, пригодность деревьев для датирования частично определяется скоростью их роста, причем предпочтение оказывается деревьям, растущим более медленно. Последовательность отступления ледника Эммонса [по Sigafos, Hendricks, 1961] показана на рис. 2.10. Путем составления диаграммы изменения толщины годовых колец во времени можно использовать статистические методы и в особенности анализ наложенных спектров для сравнения различных серий по степени их подобия и различия. Подробно мы обсудим этот метод в гл. 4. Такой прием с большим успехом применяется также и в варвохронологии.

Варвы

Анализ варв — один из старейших методов, применяемых для определения абсолютного возраста. Он используется в основном для датирования четвертичных, а не современных геоморфологических событий. Варвы — это озерные отложения, сформировавшиеся в ритмические пары, в которых ежегодно откладываются два литологически несходных слоя (особенно полезные для корреляции на короткие расстояния). Обычно они представлены илами или глинами, отложенными в приледниковых озерах. Мощность их изменяется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Полагают, что глины отделяются от илов благодаря тому, что замедление отложения осадков связано с увеличением плотности воды, которое возникает в результате термальных изменений. Быстрое отложение более крупного илистого материала происходит в период весенне-летнего снеготаяния. Большинство исследований базируется на предположении, что такой слой откладывается ежегодно и что так же, как и при анализе древесных колец, ученые стремятся создать руководящие региональные хронологии. Одна из наиболее известных региональных хронологий — это хронология Де Геера [De Geer, 1912] для Южной Швеции, которая составлена по точкам, расположенным на территории шириной 1 км и длиной более 1000 км. Эта работа дала датировки на 12 тыс. лет начиная с 1900 г. н. э. и имеет лишь один перерыв в своей последовательности (рис. 2.11). Данные

Де Геера близки к результатам радиоуглеродного датирования, которые были сделаны примерно в середине серий, и они подтверждены несколькими работами.

Успех датирования в Скандинавии частично приписывается тому счастливому обстоятельству, что истинные осадки Балтий-

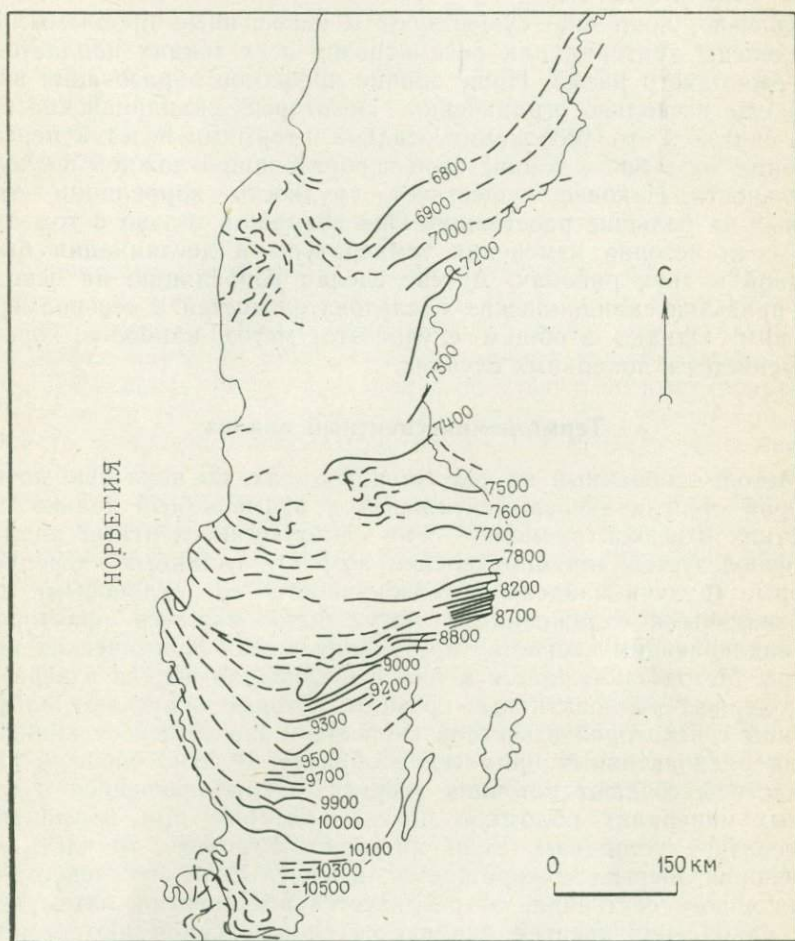


Рис. 2.11. Хронология стадий отступления континентального льда, основанная на анализе озерных ленточных глин, выполненная Де Геером [Rankama, 1965]

ского ледникового озера могли хорошо сохраниться и были равномерно распределены по территории. Попытки создания региональной хронологии в Северной Америке, выполненные под руководством Антевса [Antevs, 1953, 1955] для 950-километровой долины реки Коннектикут, имели намного меньший успех из-за пробелов в последовательности. Кроме того, имеются расхожде-

ния на много лет с хронологией Канады между хронологией Антевса и текущими оценками, основанными на радиоуглеродных датировках. Так, один американский хронолог был вынужден заключить: «...что варв-анализ не является надежным способом корреляции на большие расстояния» (для расширенного обсуждения см. Flint, 1970).

Конечно, пока еще существуют и нерешенные проблемы. Не определены критерии для рассмотрения всех тонких напластований ежегодного ритма. Наше знание процессов образования варв пока еще несколько ограничено. Некоторые скандинавские геологи считают, что дислокация осадков штормами ведет к переотложению их в более тонкие слои и образованию ложной последовательности. Наконец, существует трудность корреляции этих данных на большие расстояния. Она возможна только в том случае, если история изменения температуры и дегляциации была сходной в двух районах. Антевс сделал корреляцию на основании привязки скандинавских последовательностей к североамериканским. Однако в общем случае этот метод наиболее хорошо применяется в локальных случаях.

Термолюминесцентный анализ

Метод, основанный на тех же принципах, но пока еще до некоторой степени экспериментальный и применяемый только для коротких отрезков времени, — это термолюминесцентный анализ. Он используется для определения возраста глиняных черепков, которые (будучи найдены в совокупности со склоновыми или флювиальными отложениями) могут быть важным фактором, устанавливающим скорость протекания геоморфологических процессов. Метод заключается в том, что глиняная посуда и керамика содержат радиоактивные примеси, которые испускают альфа-частицы с некоторой известной скоростью, зависящей от концентрации радиоактивных примесей в образце. В свою очередь, альфа-частицы создают источник энергии, накапливающейся в глинистых минералах обломков посуды, которые при нормальной температуре устойчивы. Если материал нагревать, то часть накопленной энергии превращается в свет. Если его довести до раскаленного состояния, то реализуется вся энергия, затем процесс накопления энергии начинается снова. Изобретаются методы измерения этой накопленной энергии и после учета ошибки из-за первоначального содержания радиоактивной составляющей и способности материала, из которого состоит керамика. Изучая световое излучение в управляемых условиях, можно установить абсолютный возраст образца. Холл [Hall, 1969] оценивает возможную ошибку в $\pm 10-15\%$, но оговаривает, что при благоприятных обстоятельствах можно получить датировки с точностью до $\pm 3\%$.

Количество испускаемой энергии также связано с постоянством температуры, которая оказывает влияние на соотношение электронов, задержанных или улетающих из кристалличе-

ской решетки рассматриваемых минералов. Скорость испускания электронов является функцией данной постоянной температуры. Изменения в максимальных температурах приводят к увеличению или уменьшению скорости освобождения электронов из кристаллической решетки. Этот метод используется для датирования периода, когда постоянная температура окружающей среды испытывает изменения. Метод имеет ограниченное применение в естественных условиях, так как существует несколько геоморфологических сред с постоянной температурой, но он широко применяется в исследованиях пещер в сравнении с подобными материалами вне пещер [Ronca, Zeller, 1965] и может применяться при сравнении датировок поверхностных и подземных рыхлых отложений.

Лихенометрия

Лихенометрия использует определение радиального прироста некоторых видов лишайников за год. Этот метод применяется к недавно экспонированным поверхностям пород или к активным в недавнем прошлом геологическим процессам в безлесных районах. Лишайники растут с разной скоростью и не имеют постоянной скорости роста в течение своей жизни. На ранней стадии скорость прироста чрезвычайно мала, и в течение длительного времени таллус остается невидимым. Затем следует несколько десятилетий быстрого роста, который в конечном счете замедляется до скорости, остающейся постоянной в течение веков. Кривые скорости роста для видов получаются при сравнении диаметра лишайников на известных поверхностях.

На рис. 2.12 приведен пример скорости роста наиболее часто используемого лишайника *Rhizocarpon geographicum*. Здесь принципиальные проблемы связаны с отсутствием информации о природе скорости роста лишайников и влиянии местной среды на их рост. Большинство исследователей определяет региональную скорость роста путем применения других методов абсолютного датирования, а затем использует кривую для установления внутрирайонных различий.

Наиболее важные факторы местной среды были определены в центральном Аляскинском хребте Режером и Певе [Réger, Réwé, 1969] — это прочность субстрата, солнечный свет и влага. Как они обнаружили, скорости роста в этом районе почти равны тем, что установлены в Стейнглетчере в швейцарских Альпах Бешелем [Beschel, 1961]. Начиная с работы Бешеля, которая теперь считается классической, этот метод широко применялся в Северной Канаде [Andrews, Webber, 1964, 1969], Скалистых горах в Колорадо [Benedict, 1967] и Скандинавии [Stork, 1963; Jochimsen, 1966; Andersen, Sollid, 1971; Mottershead, White, 1972; Matthews, 1974]. Эти работы показали, что метод является одним из наиболее применимых к сравнительно молодым по происхождению областям и в особенности к расположенным вблизи ледяных щитов (рис. 2.13). Принципиальные трудности этого метода

связаны с установлением времени регенерации и скоростей роста, влиянием местных изменений экспозиции и влаги и проблемой видов, которые выживают после разрушительных событий (оледенения) или воздействия путем перенесения их из других районов. Трудности измерения связаны с выбором самого большого экземпляра растений на обследуемом участке или определением

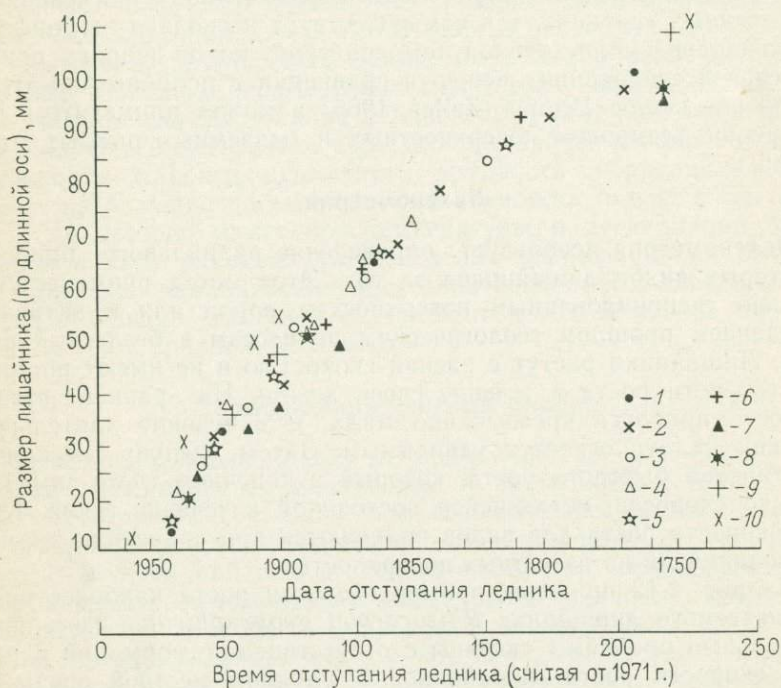


Рис. 2.12. Кривые региональной скорости роста для лишайника *Rhizocarpon geographicum* для различных местностей Скандинавии, основанные на опубликованных литературных данных и выполненные Мэтьюсом [Matthews, 1974]. Измерения 1958 г. [Bornfeldt, Österborg, 1958]:

1 — Нигардсбрин, 2 — Берсетбрин, 3 — Лодальсбрин, 4 — Бриксдальсбрин, 5 — Абреккебрин, 6 — Стиггедальсбрин. Измерения 1968 г. [Anderson, Sollid, 1971]: 7 — Нигардсбрин, 8 — Мидтдальсбрин. Измерения 1971 г.: 9 — Сторбрин (автор), 10 — Тунсбергдальсбрин [Mottershead, White, 1972]

средней величины, например, пяти самых больших лишайников. Бенедикт [Benedict, 1967] и Мэтьюс [Matthews, 1974] в своих работах приводят полное обсуждение этих проблем.

Исторические сведения

Следует обратить внимание на использование исторических сведений для установления временной шкалы малых площадей. Информация, которая становится все более важной по мере того,

как она обогащается, включает в себя случайные наблюдения катастрофических явлений, дневники естественной истории, исследовательские или военные записки, описания, оттиски, фотографии и карты. Эти сведения регистрируют мгновенное состояние ситуации, а не происходящие процессы, но встречаются дан-

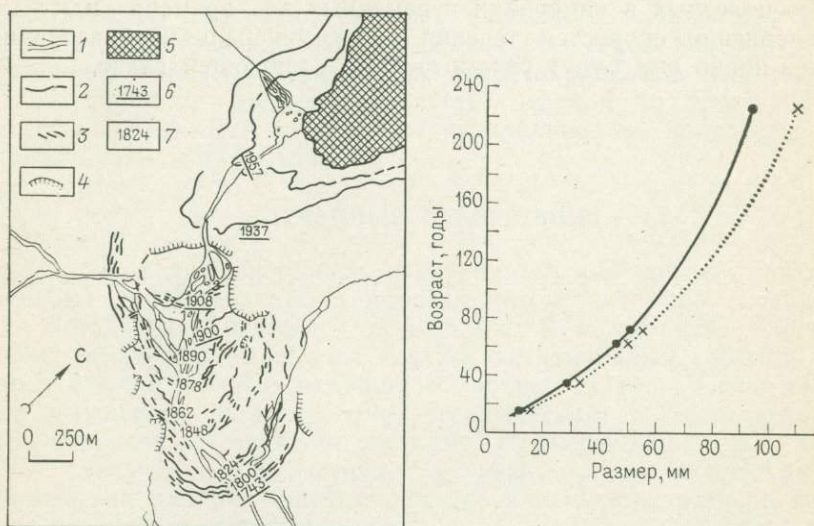


Рис. 2.13. Использование лишайника *Rhizocarpon geographicum* для датирования моренных отложений в долине Тунсбергдаль, Норвегия. На левой диаграмме показана датированная последовательность морен, на правой — график зависимости возраста лишайника от его размера для одной и той же местности. Сплошная линия получена при изучении пяти самых больших экземпляров. Пунктирная линия соединяет точки, полученные при исследовании одного лишайника, имеющего самый большой диаметр [Mottershead, White, 1972].

1 — реки; 2 — первоначальное положение края льда; 3 — вершины морен; 4 — выходы коренных пород; 5 — положение ледника Тунсбергдаль в 1971 г.; 6 — фиксированные даты; 7 — интерполированные даты

ные, очень ценные для получения более точного определения даты события, исходя из которых можно датировать и другие геоморфологические события.

Информация обеспечивает определение масштаба времени двумя способами. Первый способ можно использовать для получения точной даты для отложения, сформированного в прошлом и теперь сохранившегося в стратиграфическом разрезе района. Примерами могут служить слой пепла, образовавшийся в результате зарегистрированного лесного пожара, или грязевой слой из датированного оползня, или наводнение. Применяемые методы являются в основном стратиграфическими и подобны маркирующим горизонтам в геологической летописи, исходя из которой свое место в шкале времени находят и другие события. Однако там, где присутствуют исторические записи, даты обычно очень точны.

Второй метод включает в себя использование визуальной записи в качестве мгновенной картины территории, с которой можно сравнить существующий облик рельефа. Это особенно ценно для плановых аэрофотоснимков, которые могут быть использованы для получения временной основы для предшествующих или последующих событий. Такие методы являются одними из наиболее полезных в измерении переменных во времени или для установления скоростей течения процессов рельефообразования. Более полно они будут рассмотрены в следующей главе.

3. ИЗМЕРЕНИЕ ПЕРЕМЕННЫХ ВО ВРЕМЕНИ

Измерение отступления клифа, изменения температуры или движения грунта в уже укоренившемся временном интервале, затрагивает вопросы метода отбора проб во времени, включающего регулярность или нерегулярность сведений по пространству, частоты наблюдений и типа «часов» наблюдений, пригодных для стандартизации информации.

СЛУЧАЙНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Наиболее грубый уровень измерений можно описать как случайный — событие зарегистрировано потому, что оно случилось, или потому, что считается необычным. В большинстве случаев такие наблюдения касаются только экстремальных событий, которые обычно служат источником опасности для жизни людей или имущества. Термины «катастрофический» и «бедственный» ясно определяют этот тип событий. Примерами событий этого типа являются землетрясения, ураганы, торнадо и наводнения, знаменитые или неизвестные оползни или «исключительно высокие» приливные уровни.

Обычно, если вероятность повторения события не стимулирует правительственных ремонтных работ, как это случилось с наводнением на побережье Северного моря в 1953 г., событие становится достоянием местной истории и информация о нем неточна и недостаточна для детального исследования. Случайная запись может оказаться полной благодаря или присутствию поблизости заинтересованного ученого, или из-за того, что событие было зарегистрировано на существовавших ранее станциях непрерывной записи.

Ярким примером может служить знаменитый оползень Кристмас Ив в Биндоне на востоке Девонского побережья в 1839 г. Благодаря счастливому обстоятельству присутствующими здесь геологами Конибира и Букланда [Conybeare, Buckland, 1840], и замечательной актрисой Мэри Букланд было выполнено непосредственное и доскональное исследование, которое до сих пор цитируется в работах. Факт, что явление сопровождалось «необычным треском» и звуком, подобным звуку рвущейся одежды, «смещением берега» и «вспышками огня и сильным запахом серы» вместе с сопутствующими слухами о дьяволах и вулканах, служил только усилению интереса к этой «наиболее экстраординарной и ужасной вспышке природы» и гарантировал, что зарисовки, фотографирование и визиты геоморфологов будут продолжаться еще многие годы. Была даже популярная музыкальная пьеса «The Landslip Quadrille» (кадриль «Оползень»), на-

писанная в честь этого события — одного из немногих (после «всемирного потопа») геоморфологических событий, которые были так отмечены (рис. 3.1). Из таких записей можно собрать интересную и забавную информацию, но в большинстве случаев подобные обзоры не пригодны для целей тщательного научного

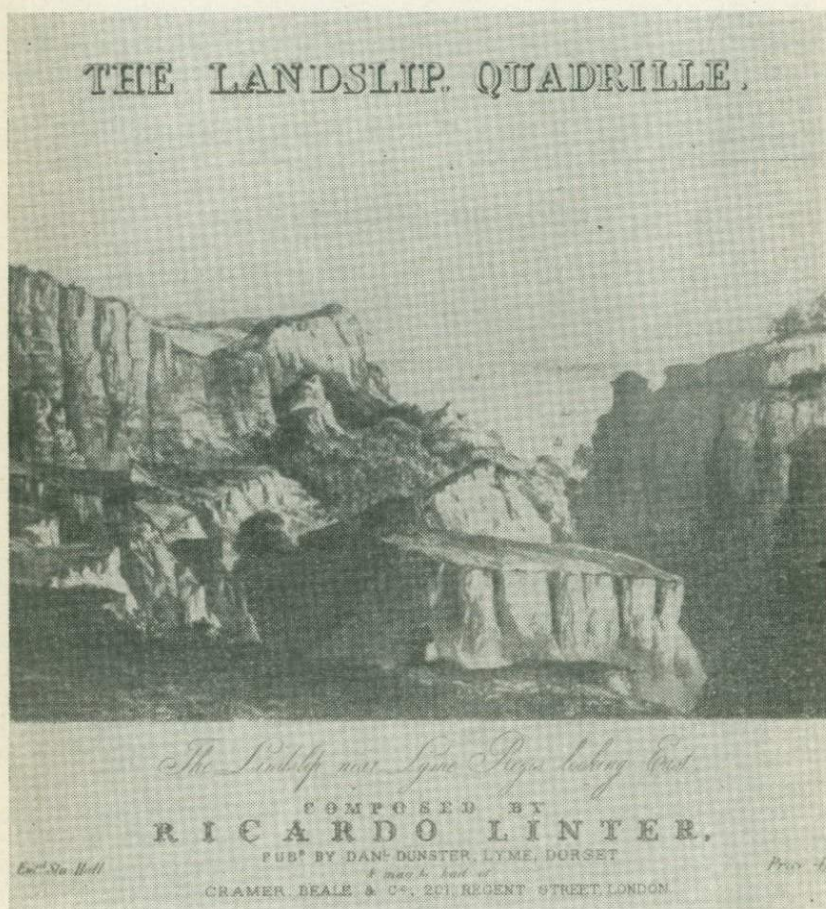


Рис. 3.1. Кадриль «Оползень» («The Landslip Quadrille»). Обложка музыкальной пьесы композитора Рикардо Линтера, нарисованная Даниэлем Данстером, в честь знаменитого оползня 1839 г. в Биндоне, Девон

исследования. Для событий, которые происходят в населенных областях или которые незначительно угрожают безопасности имущества, такие записи весьма редки.

Второй тип случайных измерений охватывает те из них, что получены в фиксированное время, но без рассмотрения частоты наблюдений, требуемой для изучаемого объекта, и зачастую для

целей, отличных от тех, для которых данные окончательно используются геоморфологами. Таков случай с картой исторических данных, которые были собраны необычным способом. Примерами являются объяснение изменений, происшедших на северном побережье Норфолка от Ханстантона до Бранкастера между 1883—1885 и 1935 гг., выполненное Стирсом [Steers, 1948]; сводка роста мыса Спэн Боуера [Boer, 1964] и обзор эрозии в Долиш Уоррен, сделанный Кидсоном [Kidson, 1952] (рис. 3.2). Улучшение ка-

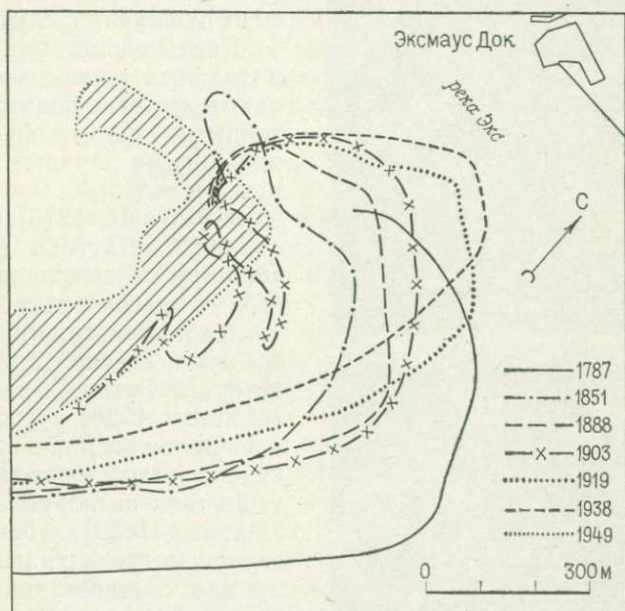


Рис. 3.2. Изменение очертаний отмели в Долиш Уоррен в устье р. Экс. Контуры выбраны из исторических обзоров [сведено в работе Kidson, 1952]

чества аэрофотоснимков и возможность проведения повторных съемок (рис. 3.3) вместе с точными планами национальных служб повышают достоверность записи. В Великобритании данные аэрофотосъемки охватывают период от 1900 г. (Главное картографическое управление) до 1940 г.

Карр [Carr, 1962] предупреждал об опасности принятия достоверности, иногда сомнительной точности, ранних обзоров и о дополнительных опасностях, лежащих в интерпретации записей, по которым трудно сделать заключение о процессе или его скорости, если использовать для этого серию «точечных» картин. Однако для своих исследований геоморфологи были бы довольны получить экспериментально такую информацию о скоростях течения процессов за более длительный отрезок времени, чем тот, за который они проводят регулярные формальные наблюдения. Случайные аэрофотоснимки выполнены очень тщательно

для военных или гражданских (а не геоморфологических) целей. Подобно историческим картам, они к сожалению, ограничены в изучении процесса и эволюции по той простой причине, что скорости действия «сглаживаются» или осредняются в промежутке между наблюдениями. Такие наблюдения можно сравнить с данными геоморфолога-экспериментатора, который выполняет свой лабораторный эксперимент от случая к случаю.

Карты-записи иногда дополняются словесными описаниями, фотографиями, перспективными фотографиями или дневниками научных или военных экспедиций. Работы Пууэлла [Powell, 1875] на р. Колорадо, Даттона [Dutton, 1880-81] на американском Западе — классические примеры исследований такого типа, так же как и дневник естественной истории Гатри-Смита [Guthrie-Smith, 1926] в Тутира (Новая Зеландия) или дарвиновские отчеты о кругосветном путешествии на корабле «Бигль» [Darwin, 1839]. Позднее эти записи могут быть использованы для создания точной истории геоморфологических событий, как показано Брайаном [Bryan, 1923] в истории эрозии почв на юго-западе Америки, где с большим успехом были использованы военные записи.

Имеется несколько записей-измерений, которые чрезвычайно ценны из-за их большой продолжительности. Некоторые из них — записи периодов разлива Нила от 622 г. до н. э. и до настоящего времени [Hurst, 1950] и колебания уровня Каспия от 1839 г. до наших дней [Leopold *et al.*, 1964] — представляют единичные экземпляры записей значительной продолжительности, но большинство используемых записей редко охватывает период свыше 100 лет. Наиболее продолжительными являются записи флювиальных потоков и при-

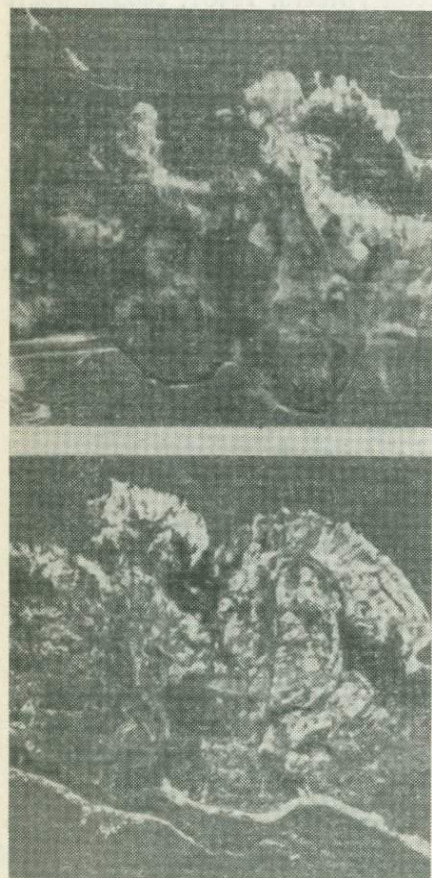


Рис. 3.3. Аэрофотоснимки оползня Блэк Вэн в 1958 и 1969 гг. показывают возрастающее значение повторных аэрофотосъемок при изучении истории развития рельефа и определении скорости денудации

и колебания уровня Каспия от 1839 г. до наших дней [Leopold *et al.*, 1964] — представляют единичные экземпляры записей значительной продолжительности, но большинство используемых записей редко охватывает период свыше 100 лет. Наиболее продолжительными являются записи флювиальных потоков и при-

тивов. Эти записи тесно связаны с актуальными проблемами геоморфологии, т. е. с использованием записывающих станций с целью регистрации других процессов. Уже можно сказать, что применение достоверных автоматических записывающих устройств действительно доступно и необходимо.

Весьма непонятно, почему многие наиболее обширные записи по существу до настоящего времени не проанализированы. Имеется много данных о прекрасных описаниях флювиальных и седиментационных процессов, собранных Американским Корпусом инженеров для р. Миссисипи, или сходных листах, заготовленных в гидрологических институтах всего мира. Первоочередной задачей является концентрация данных и аналитических систем для того, чтобы обмениваться текущей информацией.

КОНТРОЛЬНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Вторым видом наблюдений являются такие, которые во времени могут быть регулярными либо близкими к ним по отношению к сезонно-наблюдаемому процессу, хотя последний может быть и нерегулярным. Весьма обычный, но очевидный пример, когда по организационным мотивам наблюдения за высокоширотными арктическими процессами могут вестись непрерывно только в течение летних месяцев, так как зимой не могут быть доставлены питание и снаряжение. Наше понимание летних сезонных процессов в этих и сравнимых с ними районах намного лучше, чем наши знания о том, что происходит там зимой. Хевитт [Hewitt, 1967] в своем замечательном исследовании геоморфологических процессов в горах Каракорума ниже ледника Биафо в течение лета и зимы показал значительные сезонные различия процессов.

Вторая проблема, когда события нерегулярны, а наблюдения регулярны, представляет собой одну из наиболее сложных проблем геоморфологического исследования. Непрерывное наблюдение — дело дорогостоящее, но пока еще это единственный реальный способ увидеть редкое (нерегулярное), иногда весьма важное событие. Как часто можно слышать жалобу исследователя (если он только не студент последнего курса) на то, что за неделю его наблюдений «ничего не произошло», как бы в оправдание того, что день спустя после его отъезда наводнение было причиной беспрецедентной эрозии и изменений в русле. Ирония заключается здесь в том, что нам нужна более низкая плотность отбора проб для регулярных событий, чем для событий очень редких, где весьма желательна высокая плотность опробования. К сожалению, в практике обычно наблюдается обратное.

Как ни странно, но в последние 15—20 лет в геоморфологии мало внимания уделяется основной проблеме создания экспериментального проекта для отбора проб во времени, хотя для него многое уже получено (табл. 3.1). Кажется, что намного больше известно об анализах временных геоморфологических данных, чем об их сборе.

Некоторые общие типы измерений во времени

Тип	Описание	Период времени	Тип данных	Пример события
Побочное	а. Запись события б. Кумулятивное изменение	Нерегулярно	Историческая запись: документы, карты, аэрофотоснимки	Необычное наводнение, оползень
Запись сделана по происшествию	«Ожидаемое» событие записывается тогда, когда оно происходит	То же	Сознательная регистрация, предназначенная для того, чтобы проследить событие определенной величины или типа	Ожидаемое наводнение, например ежегодный разлив Нила
Длиннопериодическое а) годовое б) сезонное	Кумулятивные изменения, происшедшие со времени первого наблюдения, на годовой или сезонной основе	Регулярно	Определенный эксперимент	Например, движение ледника за год; флювиальная деятельность в районах с ярко выраженной сезонностью климата — арктического, аридного
Короткопериодическое	а. Кумулятивное изменение со времени предыдущего наблюдения б. Непрерывное измерение в день наблюдения, например кратко-	То же	То же	Например, движение грязевого потока, следящие эксперименты на отмелях, повторный обзор береговых профилей
Предварительное измерение перед длиннопериодическими наблюдениями	срочное опробование раз в месяц а. Краткосрочное непрерывное опробование для определения необходимой частоты наблюдений б. Регулярное измерение для нерегулярных отрезков времени	1. Непрерывно 2. Точечное опробование	Отбор проб и измерения для определения количества содержащейся информации	Любые непрерывно происходящие события могут быть применены ко всем исследованиям геоморфологических процессов
Долгосрочное	Непрерывная запись	Постоянно существующая станция	Исчерпывающая запись с полностью спланированным экспериментом	Любые параметры процесса, имеющего характер нерегулярных или непрерывнотекущих событий
Долгосрочное, но с определенным во времени характером отбора проб	а. Регулярное б. Гнездовое по времени опробование в. Случайное по времени опробование г. Частота определена изменчивостью процесса и организационными причинами	Период времени предпочитается такой, чтобы получить максимальную информацию об изменениях	Определение образца основано на предварительном изучении	Любые параметры процесса

Было сделано несколько попыток получить данные в аэронсле- следованиях, которые должны обеспечивать лучше схемы отбора проб для будущих исследований. В качестве примера приведем статью Мак-Канна, Ховарта и Коглея [McCann, Howarth, Cogley, 1972], где изложена оценка изменения гидрологических характеристик малого Арктического бассейна и имеется в виду проект более долгосрочных наблюдений. Авторы встретились с одной из упомянутых выше трудностей, в результате чего подтвердилось, что установить регистраторы водного уровня нельзя до тех пор, пока не пройдет пик половодья — из-за того, что ручьи были полностью покрыты снегом. Авторы, однако, могли сделать измерения на ранних стадиях половодья и в момент пика, используя метод расходов. Из-за таких технических и организационных трудностей пришлось интерполировать некоторые части гидрографа, т. е. заполнить пропуски в тех случаях, когда было невозможно снять показания с приборов. В этом примере непрерывное явление можно было наблюдать через регулярные интервалы для нерегулярных блоков времени из-за непредвиденных трудностей (рис. 3.4, а). Второй пример — это исследование Гарднером [Gardner, 1969] поверхностного движения осыпи в районе оз. Луис в Канадских Скалистых горах (за исключением данной работы, информация об этом важном альпийском процессе практически отсутствует).

Имеются данные за три года (1965—1967), в течение которых наблюдались абсолютное количество и способ поверхностного движения. Часть трудности заключается в том, что здесь существует множество типов движения; настоящие медленные сползание и оседание могут быть фактически непрерывными, качение и скольжение — прерывистыми и почти наверняка сезонными, а влияние лавин, несомненно, будет сезонно. Затем по организационным мотивам наблюдение должно быть сделано с 12-месячными интервалами для того, чтобы накопленное за год движение измерялось без учета всего разнообразия возможных условий движения. Чтобы знать, какие факторы внесли вклад в изменение количества движения, требуются частые наблюдения, но в течение большей части года осыпь покрыта снегом. Быстрое нерегулярное и в некоторых случаях значительное смещение поверхностного материала вниз по склону, вероятно, происходит за короткий период времени, однако из полученных данных этого установить нельзя (табл. 3.2).

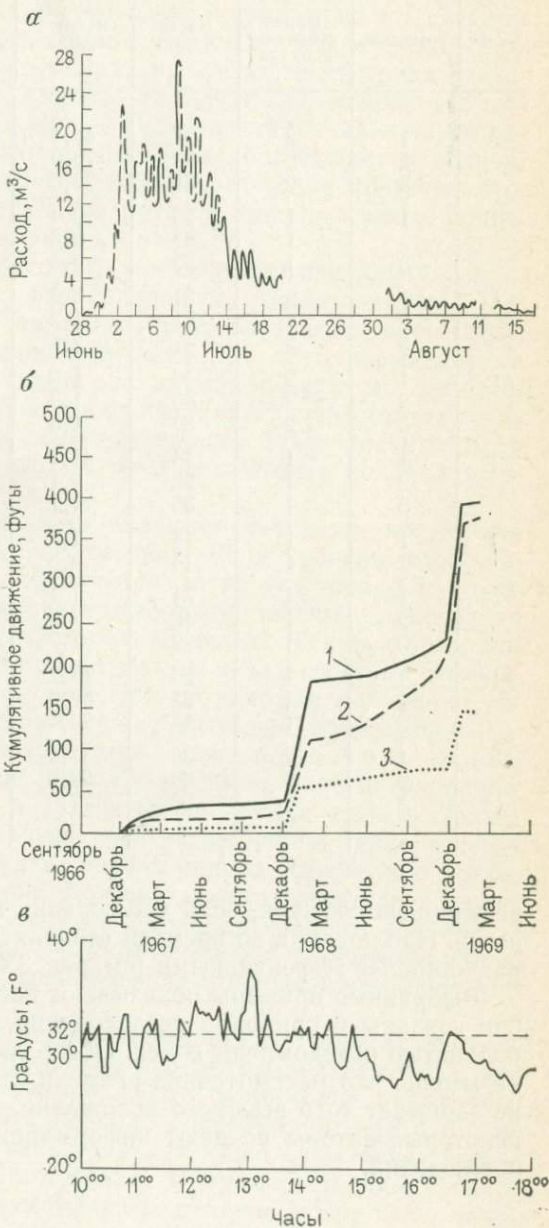
Брунсден наблюдал скорость движения грязевых оползней в Дорсете. Здесь была принята регулярная схема измерений на месячной основе, чтобы оценить более длиннопериодичные (трехлетние) изменения в движении. Главная проблема заключается в том, что движение нерегулярно во времени и протекает очень быстро в момент своего свершения. По организационным условиям были необходимы регулярные по пространству наблюдения, и по возможности более частые. По-видимому, за исключением непрерывной записи, нет другого способа измерения. Кроме того, про-

блемы выбора дня наблюдений подразумевают, что можно записать лишь расстояние, на которое переместился материал в течение месяца. Было бы лучше измерять скорость движения в день наблюдения, так как в этом случае можно было бы исследовать связь между движением и другими переменными, которые можно было бы измерить в тот же день, однако возможная точность измерений этого не позволяет. На рис. 3.4, б показана скорость движения материала, насколько можно было оценить ее из ежемесячных данных.

Последний пример — это анализы температуры земной поверхности и почвы в Резолют Бэй в арктической области вечной мерзлоты, выполненные Куком и Райхе [Cook, Raiche, 1962]. Здесь непрерывные записи использовались для того, чтобы показать весьма регулярные суточные и сезонные колебания. Усовершенствованный план отбора проб может дать большую долю информации при минимальном числе наблюдений там, где происходят подобные весьма

Рис. 3.4.

а — запись расходов на р. Мичем, о. Королевы Елизаветы (1970 г.) Разрывы в записи интерпретируются на основе качественных наблюдений в период между измерениями, которые производились методом «площадь/скорость» и затем регистрировались самописцем [Mc Cann, Howarth, Cogley, 1972]. б — кумулятивное перемещение материала трех грязевых потоков в Дорсете. Объединенное Королевство, основанное на ежемесячных наблюдениях на поверхностных стоках: 1 — опесчаненный грязевой поток; 2 — заросший опесчаненный поток; 3 — глинистый грязевой поток. в — температура почвы в Резолют Бэй. Для того чтобы показать ежедневные изменения, была использована непрерывная запись [Cook, Raiche, 1962]



Движение осыпного материала в районе оз. Луис,
записанное как суммарный результат нескольких различных процессов
[Gardner, 1969]

Склон	Трансекта	Период наблюдений, год	Число частиц	Максимальное смещение, м	Минимальное смещение, м	Среднее смещение, м/год	Количество неподвижных частиц, %
A	1	2	21	45,4	0	3,48	15
	2	2	50	70,9	0	3,53	12
	3	2	61	29,3	0	1,88	2
B	1	1	25	0,4	0	0,06	64
	2	1	35	0,3	0	0,01	94
	3	1	59	0,5	0	0,04	82
C	1	2	31	6,9	0	0,36	66
	2	2	41	1,2	0	0,04	59
	3	2	47	2,8	0	0,09	51
D	1	2	33	1,0	0	0,18	24
	2	2	46	1,9	0	0,14	61
	3	2	39	1,3	0	0,13	49
E	1	1	14	41,1	0	3,78	29
	2	1	29	4,1	0	0,71	31
	3	1	30	4,7	0	0,51	40
F	1	1	18	2,7	0	0,43	39
	2	1	14	0,5	0	0,17	38
G	1	1	31	1,1	0	1,24	17
	2	1	12	7,5	0	1,43	33
	3	1	22	1,7	0	0,33	59
H	1	1	23	18,7	0	7,14	13
	2	1	25	37,0	0	9,06	16
	3	1	16	25,4	0	5,89	31
J	1	2	36	31,2	0,2	2,01	0
	2	2	35	60,0	0	1,55	29
	3	2	26	7,6	0	0,46	27

регулярные события, если наблюдения подчеркнут такую регулярность. Наблюдения во времени становятся при таких обстоятельствах наиболее эффективными (см. рис. 3.4, в).

Выбранные примеры показывают несколько типичных проблем; они связаны с природой исследования, и во всех случаях авторы полностью осведомлены о них. Обзор литературы, однако, наводит на мысль, что рассмотрение времени отбора проб, вообще говоря, не занимает того высокого положения, которого оно заслуживает; некоторые авторы не дают информации даже о классе и частоте наблюдений.

НЕКОТОРЫЕ СХЕМЫ ОТБОРА ПРОБ ВО ВРЕМЕНИ

Принципиальные типы временных основ для геоморфологических событий и соответствующие проблемы отбора проб и их схемы могут быть представлены в следующем виде (рис. 3.5).

1. Ситуации, когда средние значения и дисперсия во времени не изменяются, а изучаемые переменные имеют высокую или низкую дисперсию. Геоморфологические процессы такого рода считаются стационарными. Дополняющие их изменения называются шумом. При условии, что шум может быть оценен, отдельная выборка, имеющая среднее значение, однозначно определяет и величину, характеризующую процесс. Геоморфологические процессы этого типа встречаются относительно редко и только в очень коротком масштабе времени (см. рис. 3.5, а).

2. По мере изменения масштаба времени или при наличии долгосрочного тренда один вид опробования переходит в другой. Так, глубина речного русла на профиле может оставаться постоянной в течение нескольких месяцев или даже лет, в то время как за более длинный отрезок времени она может постепенно увеличиваться. В этом случае широко разбросанные по пространству дискретные наблюдения с годичным интервалом будут достаточными для описания тренда (см. рис. 3.5, б) и постоянного колебания состояний.

3. Пожалуй, более обычными являются ситуации, когда есть регулярный цикл изменения переменной. Если уровень шума низок и отсутствуют гладкая кривая или тренд (см. рис. 3.5, в), то процесс можно охарактеризовать выборкой, которая однозначно определит длину и амплитуду типичной волны. Такую форму могут принимать приливо-отливные циклы, температурные изменения и сезонные колебания стока. При регулярном изменении измеряемой переменной интервал между временем отбора проб зависит от точности, которая требуется для определения формы кривой. Например, суточные циклы могут быть зарегистрированы ежечасным опробованием, а сезонные изменения — ежемесячным или еженедельным. Могут возникнуть затруднения, если частота регулярных наблюдений будет соответствовать какой-либо частоте или гармонике переменной. Поэтому иногда желательно включить в систематические наблюдения дополнительную случайную выборку. Основное правило — отбирать пробы с частотой, более высокой, чем та, которая требуется для определения гармоник колебания.

4. Если в дополнение к регулярному циклу присутствует и тренд за долгий срок, то его можно определить в том случае, когда частота наблюдений выше, чем гармоники цикла (см. рис. 3.5, г), или при длинном периоде опробования, или отбором нескольких выборок во времени, каждая из которых будет достаточно большой при выделении цикла. Например, тренды среднегодовой температуры или атмосферных осадков могут быть наложенными на основной сезонный ритм. Это также остается спра-

ведливым для случая, когда система изменяется в сторону достижения нового равновесия после потрясения, например сток наносов из бассейна, недавно лишенного растительности или нарушенного большим наводнением.

5. Ситуации, когда события происходят с некоторой степенью регулярности во времени, но наступление которых может быть охарактеризовано только приближенно. Например, расход величиной $1000 \text{ м}^3/\text{с}$ может происходить в среднем раз в год, но вероятное время наступления события (например, «в дождливый» сезон) неизвестно. Многие геоморфологические процессы имеют именно такие характеристики проявления некоторой регулярности, которая определяется неоднозначно. Данные могут иметь в себе нерегулярные циклы и тренды, которые обычно скрыты колебаниями процесса. Речной сток, оползневая деятельность и движение почв, вероятно, имеют именно такой характер. Здесь есть только одна возможность — наблюдать чаще (что в конечном счете значит наблюдать непрерывно).

6. Экстремальные события согласно самой их природе не могут быть предназначены для выборки, хотя для технических целей или

для целей создания инструментов для опробования следует сделать разумные приблизительные подсчеты. Такие события могут быть описаны в рамках других наблюдений или описаны между прочим (случайно), например оползни.

Регистрация геоморфологических событий

Регистрация событий во времени базируется на одном из трех принципов: 1) непрерывное вычерчивание, например, графика речного стока в зависимости от времени — самописец работает при

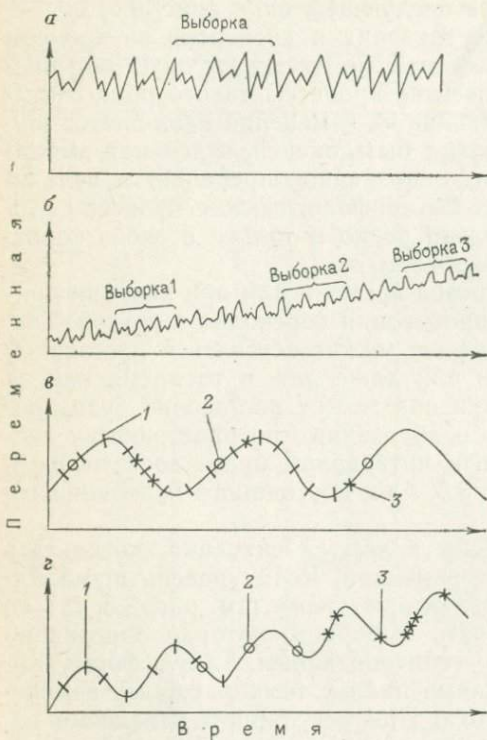


Рис. 3.5. Схемы отбора проб для определения различных типов временных данных: а — стационарных; б — имеющих тренд; в — циклических (1 — регулярная выборка для установления цикла, 2 — неподходящая схема наблюдений, 3 — случайная выборка); г — циклических, имеющих тренд (1 — регулярная выборка для установления цикла, 2 — только такой отбор проб не подходит, 3 — дополнительная случайная выборка)

помощи различных часовых и электронных механизмов (рис. 3.6); 2) периодическое наблюдение переменных на интервалах, выбранных наблюдателем (прием, наиболее обычный в геоморфологии); например, мы можем наблюдать скорость движения в течение, скажем, двенадцати часов непрерывной записи и таким путем создать модель скоростей из всех возможных дневных скоростей; или мы можем наблюдать кумулятивную деятельность, которая

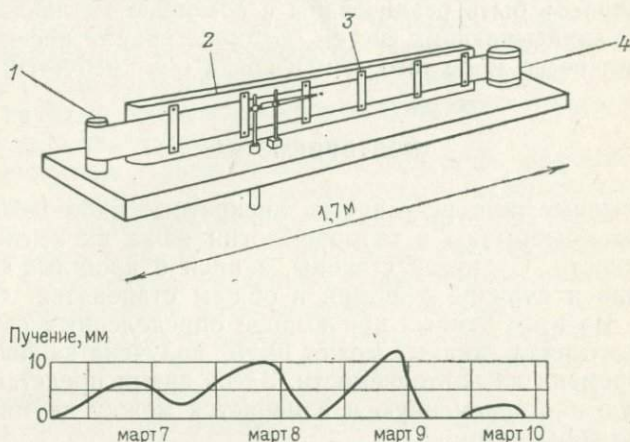


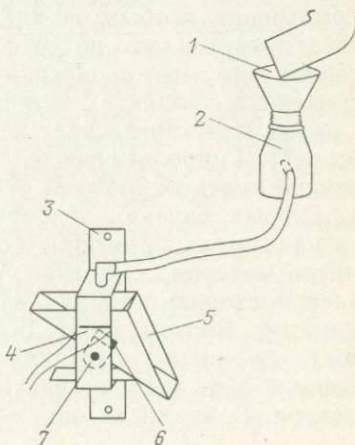
Рис. 3.6. Пример часового механизма, используемого для получения непрерывной записи морозного пучения грунта [Tames, 1971]:

1 — катушка с лентой; 2 — доска, вдоль которой движется лента; 3 — чувствительное направляющее устройство; 4 — часовой барабан

свершилась после нашего последнего наблюдения, например количество материала, вынесенного из скал на фасаде клифа (см. рис. 5.3); 3) система, в которой регистрируется время, когда происходит событие. Эта система применяется в печатающих дождемерных устройствах (рис. 3.7). Часы действуют непрерывно, и

Рис. 3.7. Печатающее дождемерное устройство для записи происходящих событий, в данном случае — для измерений в грунтовых водах [Кнарр, 1973]. Сигналы, отправляемые с помощью тонкого провода, записываются системой регистрации данных, которая включает в себя хронометрирование событий.

1 — собирающий лоток; 2 — фильтр для наносов; 3 — крепление к опорной стойке; 4 — тонкий провод; 5 — опрокидывающийся ковш; 6 — магнит; 7 — рычаг из нержавеющей стали на опоре



метка регистрирует каждое время положения уровня воды в дождемерном ведре. Вариации на эту тему также весьма обычны в текущих исследованиях процессов. Главная проблема здесь снова заключается в том, чтобы установить время записывающего приспособления. Если редкие события случаются быстрее, чем может сработать прибор, тогда информация о таких событиях потеряна. Первый и последний из этих трех основных принципов могут легко (хотя и дорого) быть реализованы с помощью различных многоканальных записывающих систем, которые хранят информацию и возвращают ее по мере того, кем и когда она требуется.

ПОВТОРЯЕМОСТЬ

Непрерывные, или регулярные, дискретные наблюдения пока относительно необычны в геоморфологии из-за их высокой цены и трудоемкости. С другой стороны, записи о прошлых событиях, их величине и периоде действия в общем становятся более доступными. Из этих данных при выборе определенных событий из непрерывного ряда данных может быть получена важная информация о времени их повторяемости. Здесь время представляет интересующую нас переменную и измеряется между двумя соответствующими событиями.

Пример, который широко используется в описании механизмов флювиальных процессов — это идея времени покоя, т. е. времени между последовательными скачками частицы, лежащей на дне потока. Информация этого типа может быть охарактеризована распределением времени повторяемости событий, особенности которых могут быть описаны сравнительно небольшим числом параметров (моментов распределения). Наибольшее применение такая информация находит пока в гидрологии в основном из-за наличия большего количества данных. Здесь отдельные элементы из непрерывной серии записи трактуются как дискретные события путем рассмотрения особых, по-видимому, многозначных порогов. Так, часто представляет интерес распределение интервалов времени, между которыми происходят особые события стока. Обычно оно выражено в процентах встречаемости события, величина которого равна или превышает некоторое определенное значение (см. рис. 1.7). Гидрологические исследования могут включать рассмотрение нулевых событий (если во время засухи поток пересыхает). В этих случаях непрерывный характер записи и сама ситуация напоминают описание повторяемости при движении масс обломочного материала. Недавно появились приемы установления интервалов повторяемости для данных ситуаций с нулевым течением [Jennings, Benson, 1969]. Большие волны, встречающиеся на поверхности ледников, — это явления, сравнимые с штормовыми гидрографами рек, если их рассматривать относительно времени происшествя. В анализах они могут трактоваться как повторяемость.

Становится очевидным, что в долгосрочной хронологии теперь накоплен целый арсенал методов, пригодных для решения проблем определения положения событий и их последовательности во времени. Но даже в исследованиях, тесно связанных с гидрологией, имеется очень мало информации о переменных, действующих во времени, повторяемости и длительности времени между событиями. Это отражается в использовании «случайной» информации, малочисленности идей, касающихся отбора проб во времени и планирования эксперимента вообще, больших затрат времени и средств, вложенных в непрерывную регистрацию. Особенно важно, что в геоморфологии относительно позднее по сравнению с другими науками начались изучение процессов и тщательный сбор и регистрация информации.

Чем доступнее станет большое количество информации, тем легче геоморфологам будет проектировать эксперименты, которые однозначно характеризуют исследуемые явления. Пока акцент делается скорее на анализе данных, собранных во времени, чем на вопросах опробования, связанных с получением данных. Для увеличения возможностей предсказания геоморфологических событий одно должно дополнять другое. В гидрологии большие успехи достигнуты в области анализа регулярно собираемых данных (путем создания национальных гидрологических служб), но даже здесь существуют нерешенные проблемы, например проблема планирования получения ливневого гидрографа не похожа на планирование изучения других ситуаций или создания систем непрерывного слежения за стоком [Wolf, 1966].

Записи стока, расхода наносов, атмосферных осадков, снега, качества воды и многих других переменных в настоящее время собираются повсеместно для целей управления или исследования. По экономическим причинам важно оптимизировать процедуры сбора данных, и нет оснований считать, что дорогостоящие системы непрерывного слежения обязательно являются наиболее эффективными методами. Центральный вопрос — это возможность проектирования схем временного опробования так, чтобы *дискретные* данные, собранные с использованием наименее дорогостоящего оборудования для более короткого времени и по наименьшей цене, могли бы давать информацию на требуемом уровне эффективности. Цель состоит в том, чтобы собрать данные и при этом избежать проблем их недостаточности (неполная запись), излишества (ничего не прибавляют в запись) и инерционных эффектов в записи. Дополнительные выгоды также чувствовались бы в тех анализах, в которых вычисление времени можно значительно облегчить, если некоторые ответы можно получить из меньшего количества данных. Излишки данных и (в результате этого) повышенная стоимость анализов образуют общую проблему в том случае, если слежение за процессами осуществляется непрерывно.

Проектирование таких систем дискретного сбора данных в первую очередь зависит от вопросов исследования. Например, подробная информация о поведении потока должна требовать корот-

ких (возможно, получасовых) дискретных наблюдений, а долгосрочные балансовые прогнозы поведения ледника могут быть получены при использовании ежедневных, недельных или более длительных записей. Имеется ряд методов, облегчающих решение отдельных задач на наиболее эффективных интервалах времени опробования. Наиболее часто используемые методы базируются на рассмотрении информации, содержащей данные, различные по времени [Matalas, 1969; Quimpro, Yang, 1970; Gupta, 1973]. В общем представлении информация, которая содержится в какой-либо статистике, обратно пропорциональна дисперсии этой статистики. Этот прием помогает нам выбрать наиболее подходящий интервал времени отбора проб благодаря тому, что он обнаруживает такой интервал, использование которого позволяет получить минимальные отклонения от среднего значения или выборочную дисперсию, и, таким образом, позволяет собрать максимум информации.

Свойства выборочного распределения можно описать с помощью уравнений

$$V(\bar{X}) = \frac{\sigma^2}{N}, \quad (3.1)$$

$$V(S^2) = \frac{2\sigma^4}{N}, \quad (3.2)$$

а для отклонения от среднего значения (I_1) и отклонения расхождения образцов (I_2) — в виде

$$I_1 = \frac{V(\bar{X})}{V'(\bar{X})}, \quad (3.3)$$

$$I_2 = \frac{V(S^2)}{V'(S^2)}, \quad (3.4)$$

где V — дисперсия, N — размер выборки, σ^2 — совокупная дисперсия, \bar{X} — выборочное среднее, S^2 — выборочная дисперсия, а $V'(\bar{X})$ или $V'(S^2)$ представляют собой отклонение от среднего значения и выборочную дисперсию согласно принятой инерционной модели (например, марковская модель первого порядка). Подробности для расчета таких моделей приведены Гуптой [Gupta, 1973].

Количество содержащейся информации будет меняться с изменением интервала времени опробования. Рассмотрение кривой, которая показывает эти изменения (рис. 3.8), дает возможность выбрать оптимальную частоту отбора проб.

В практике интервал опробования выбирают, исходя из экономических и организационных соображений, которые определяются предполагаемым содержанием информации. В таких случаях мы можем утверждать, что принятый выбор приведет к определенному содержанию информации. Однако также можно выбрать

предварительно установленное (например, $I_2=0,8$) требование к содержанию информации и тем самым определить интервал между регистрирующимися наблюдениями объекта в поле. Более частые наблюдения приведут к образованию лишних данных, менее частые — к их недостатку при выбранном значении информации.

В данное время метод применяется при исследовании водных ресурсов и при создании сети станций, однако, по-видимому, нет

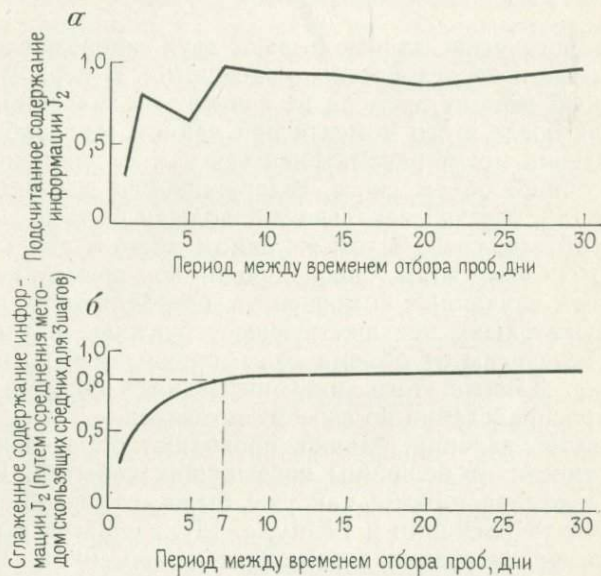


Рис. 3.8.

а — изменение расчетного содержания информации при изменении интервала времени опробования, *б* — изменение в сглаженном содержании информации при изменении интервала времени опробования; например, значение $J_2=0,8$ дает интервал времени опробования 7 дней [из данных для р. Ил, Gupta, 1973]

оснований для того, чтобы не использовать этот метод и при геоморфологических исследованиях других процессов. Действительно для любых долгосрочных исследований, имеющих большую стоимость или требующих значительных трудозатрат, кажется разумным проектировать предварительные исследования, цель которых заключается в сборе данных, пригодных для проектирования сети постоянно действующих измерительных станций на будущее.

4. АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ ДАННЫХ

ВВЕДЕНИЕ

Геоморфологические данные бывают двух типов: последовательно независимые и последовательно зависимые. В первом типе значения в любой момент времени не зависят от значений, имевших место до или после этого момента при данном масштабе времени, т. е. наблюдения могут рассматриваться как дискретные события. Например, общий объем снега, содержащегося в лавине в определенном месте, спустя несколько лет должен быть полностью независим от объема снега в том же самом месте в данный момент. Аналогично объем воды, проходящей во время какого-либо паводка, из-за случайных компонентов, определяющих просачивание и, следовательно, предшествующее грунтовое питание, будет полностью независим от объема воды, проходящей во время другого паводка. Данные этого типа описываются общими методами частотного распределения по способу моментов.

Большинство явлений, однако, проявляют определенную степень зависимости от величины предыдущих событий. Вопрос зависимости и независимости, как уже было отмечено в работе Шумма и Лихти [Schumm и Lichty, с. 13], решается в результате тщательного рассмотрения переменных и временной шкалы наблюдений.

Рассмотрим график расхода воды в реке. На шкале в несколько часов при прохождении паводка (см. рис. 1.2) каждое наблюдаемое значение связано с явлениями, непосредственно предшествующими ему или следующими за ним. За более продолжительный период времени, скажем неделю или месяц, значения больших расходов отделены друг от друга периодами обычных расходов и, следовательно, являются независимыми друг от друга. В этом масштабе времени общий расход в случае первого ливня рассматривается независимым от расхода при втором ливне. Даже для более длительного периода времени, в данном случае для первых шести месяцев года, наблюдаются большие отклонения от межлетних значений расходов. «Мгновенное» значение расходов воды вносит относительно небольшой вклад в среднемесячный сток. Каждый расход и здесь оказывается связанным с изменением предыдущих расходов. Когда данные связаны друг с другом, предположения, заложенные в обычный статистический анализ, оказываются невыполненными, и единственный выход — применение специального набора приемов, известных как анализ временных рядов, учитывающих эту последовательную зависимость.

Как последовательно независимые, так и последовательно зависимые данные, в которых среднее и дисперсия остаются постоянными, называются стационарными рядами. Изменения среднего и дисперсии легко наблюдать при нанесении на график необработанных данных, хотя, строго говоря, проверка должна быть статической. Крамбейн [Krumbein, 1966] сравнивает вопрос зависимости и независимости с памятью. Он представляет это в виде скользящей шкалы с абсолютной независимостью на одном конце, где явления и их значения не подвергаются воздействию предшествующих явлений, и с абсолютной зависимостью на другом конце, где все явления детерминированы и чрезвычайно зависимы. В последнем случае будем считать, что система имеет очень большую, почти неограниченную память. Различия между зависимостью и независимостью устанавливать довольно нелегко и для их выявления применяются численные методы.

Традиционный статистический анализ сравнивает степень связи между двумя независимыми распределениями случайных переменных при помощи коэффициента корреляции. Например, на графике показаны величины уклонов склона долины и ее дна, наблюдаемые в различных точках долинной системы (рис. 4.1). Степень статической взаимосвязи может быть оценена через коэффициент корреляции. Он может изменяться от -1 до $+1$ (проходя через 0). Когда он близок к -1 или $+1$, то переменные сильно коррелированы, и наоборот, когда значение коэффициента приближается к 0 , говорят, что корреляция слабая. В нашем примере (см. рис. 4.1) коэффициент корреляции равен $0,84$, что является довольно высоким значением.

Представим теперь, что вместо различных переменных мы в течение некоторого промежутка времени наблюдаем одну и ту же переменную (табл. 4.1). К примеру мы могли бы каждый день наблюдать количество растаявшего льда в языке ледника. Ряд

Таблица 4.1

Величина ежедневного таяния языка ледника умеренных широт в $\text{см}^3/\text{с}$; эквивалент талой воды показан как пара запаздывающих наблюдений

Величина ежедневного таяния	При запаздывании на 1 шаг сравниваются	При запаздывании на 2 шага сравниваются	При запаздывании на 3 шага сравниваются	И так далее
15	15 и 10	15 и 10	15 и 15	И так далее
10	10 10	10 15	10 10	
10	10 15	10 10	10 11	
15	15 10	15 11	15 6	
10	10 11	10 6	10 3	
11	11 6	11 3	11 7	
6	6 3	6 7	6 4	
3	3 7	3 4	3 и т. д.	
7	7 4	7 и т. д.		
4	4 и т. д.			

«парных» наблюдений можно было бы получить, наблюдая величины за 1-й и 2-й дни, 2-й и 3-й, 3-й и 4-й, 4-й и 5-й и т. д. Говорят, что эти наблюдения запаздывают на единицу, или на один шаг. Запаздывание на два шага можно получить, взяв 1-й и 3-й, 2-й и 4-й, 3-й и 5-й, 4-й и 6-й дни, а запаздывание на три шага — при сравнении 1-го и 4-го, 2-го и 5-го, 3-го и 6-го дней. Для каж-

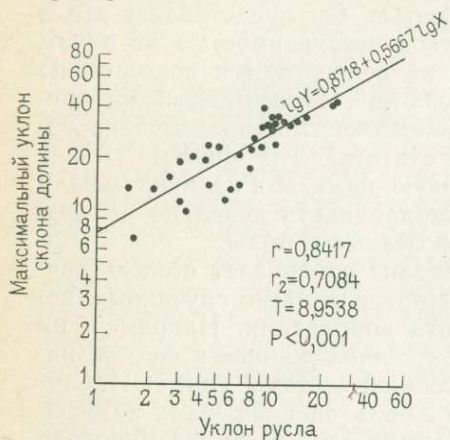


Рис. 4.1. Регрессия наблюдаемых независимых случайных величин (максимальный уклон склона долины и уклон русла) в двойных логарифмических координатах [Торнес, 1967]

дого ряда парных наблюдений можно найти коэффициент корреляции. В данном случае он называется коэффициентом автокорреляции, поскольку это есть корреляция одной переменной с самой собой, но сдвинутой на некоторый интервал. Зависимость коэффициента автокорреляции от сдвига называется автокорреляционной функцией, или АКФ. Если элементы ряда полностью независимы, значения коэффициентов корреляции будут незначительно отличаться от 0. Исключением будет являться сдвиг на нуль. Здесь каждое наблюдение сравнивается с самим собой и поэтому коэффициент корреляции должен быть равен 1. Наличие последовательной зависи-

мости в той или иной форме можно обычно распознать по коррелограмме (график АКФ).

ДИСКРЕТНЫЕ, ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНО НЕЗАВИСИМЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Ряд наблюдений можно описать через количество наблюдений, попадающих в определенное число классов. Данные наносятся на гистограмму. Обычно каждый класс представлен колонками равной ширины, а их высоты пропорциональны количеству наблюдений в этом классе.

Если количество наблюдений в каждом классе последовательно просуммировать, то в результате получится функция распределения (рис. 4.2, а и б). Если наблюдения, приходящиеся на класс, разделить на общее количество наблюдений, то получится значение вероятности для одного любого класса. Так, на рис. 4.2, в, где была построена гистограмма из большого количества измерений длиной оси частиц, показана вероятность попадания частицы в класс любого размера при выбранном наугад большом числе измерений. Это функция плотности вероятности (ФПВ). Если вероятности суммируются куммулятивно, получится распределение вероятности или куммулятивная кривая (рис. 4.2, г). Эта кривая дает (на оси y) вероятность получения значения, меньшего или

равного, чем взятое на оси x . Вероятность частоты распределения (плотность вероятности) необходима для описания событий во времени. Важным моментом является то, что функции плотности вероятности большинства переменных можно описать несколькими основными видами функции. Если основной вид найден, то ФПВ может быть описана при помощи одной или двух простых величин, называемых параметрами распределения.

Известно, что определенные типы «процессов» описываются основными типами распределений. Так, например, если мы сыграем в кости и заметим, выпадет ли нет 6 (шесть), то говорят, что этот процесс типа Бернулли. При отыскании основного типа (на которое похоже наше распределение), мы, однако, ищем не только несколько простых параметров для его описания; вполне возможно также, что можно найти процесс, который будет аналогичен одному из известных статистических процессов.

Например, параметры речного стока представляют Марковский процесс. В гидрологии это свойство ежедневного расхода обусловлено стоком в русле и запасом грунтовых вод, наблюдаемых в предыдущий день.

Мы, по-видимому, достаточно подробно остановились на этом вопросе. Очень важно помнить, что для интерпретации прогнозирования и построения моделей нас в равной мере интересуют данные и распределение их вероятностей.

В геоморфологии представляют интерес два других типа данных. Первый тип отмечает наличие (или отсутствие) явления, их число в единицу времени и промежуток времени между ними. Во втором типе внимание обращено не только на частоту, но также и на интенсивность явлений. Вероятно, при первом типе данных обычно возникает простейший вопрос — сколько раз (k) из данного количества случаев (n) система будет находиться в одном из двух состояний. В ситуациях, где существует только два возможных исхода, например орел или решка при подбрасывании монеты, говорят, что этот процесс типа Бернулли. Для таких процессов каждый исход является независимым,

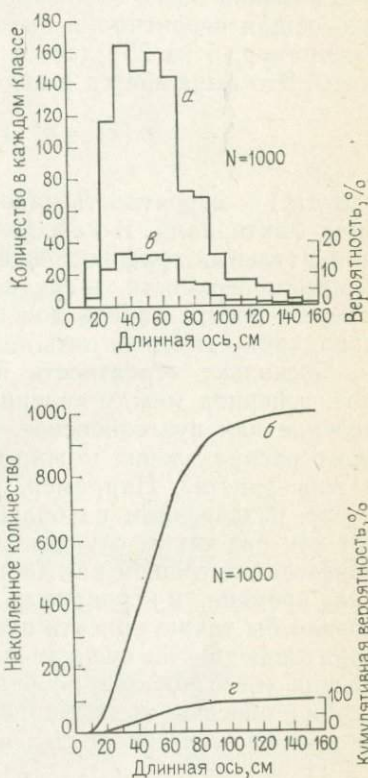


Рис. 4.2. Способы изображения частотной информации:

a — частотная гистограмма; b — функция распределения; θ — функция плотности вероятности; z — распределение вероятности

где не должно быть «скоплений» в последовательности событий и должен быть известен длинный ряд вероятностей одного (p) или другого (q) условия. Рассмотрим в качестве примера впадину, образовавшуюся в результате химического выветривания (растворения). Пусть эта впадина наблюдалась раз в неделю в течение года без учета сезонных климатических условий. При каждом посещении впадина была либо заполнена водой, либо нет. Можно сказать, что общая вероятность нахождения воды k раз из n посещений (например, 5 из 25) дается основным биномиальным распределением. Это выражается в виде

$$p(k) = p^k (1-p)^{n-k} \frac{n!}{k!(n-k)!}, \quad (4.1)$$

где $p(k)$ — вероятность нахождения воды в k из n случаев, а $!$ — знак факториала. В качестве другого примера рассмотрим экспериментальный график дождевой эрозии. Если на квадратный сантиметр поверхности в среднем в одну секунду попадает одна из каждых десяти капель дождя, то мы можем оценить вероятность попадания капель за пять односекундных интервалов.

Поскольку вероятность явления становится относительно малой, а период между явлениями большим, лучше описать распределение как пуассоновское. Аналогично при помощи пуассоновского распределения можно было бы описать явления, рассеянные в пространстве. Например, вероятность обнаружить водопад в русле, разделенном на большое число отрезков, по-видимому, будет как раз таким случаем. С точки зрения временных изменений образование трещин на глинистом склоне в пределах клифа в единицу времени и вероятность прохождения ледниковой волны следовало бы также описать пуассоновским распределением. Данные, показывающие на существование в системе некоторого порогового уровня (безотносительно к величине достигнутого уровня), более удобно описать модифицированным распределением Пуассона. Общая формула распределения имеет вид

$$p(k) = e^{-\lambda} (\lambda)^k / k!, \quad (4.2)$$

где λ — среднее количество событий, k — количество наблюдений, e — основание натурального логарифма.

На рис. 4.3, *a* представлено распределение, дающее вероятность того, что крутой речной берег будет подрезаться 0, 1, 2, 3, 4, 5 и 6 дней в году, когда в среднем он подрезается 2 дня в году. Очевидно, что вероятность подрезания за относительно большое число дней довольно быстро уменьшается. На рис. 4.3, *б* показаны вероятности подрезания, если среднее число дней равно 4. Можно видеть, что в этом случае распределение ближе к нормальному, потому что явление приближается к чаще встречающимся.

Другой путь анализа данных заключается в ответе на вопрос: каков промежуток времени между явлениями? Торнес [Thornes, 1971] рассматривал осыпные склоны как аналоги косы; в этой

модели скорости привноса и выноса материала весьма важны для определения «длины» косы. При данном среднем времени ожидания λ между поступлениями материала мы считаем, что распределение этого времени должно быть подчинено распределению Пуассона, что в действительности и имеет место. Это распределе-

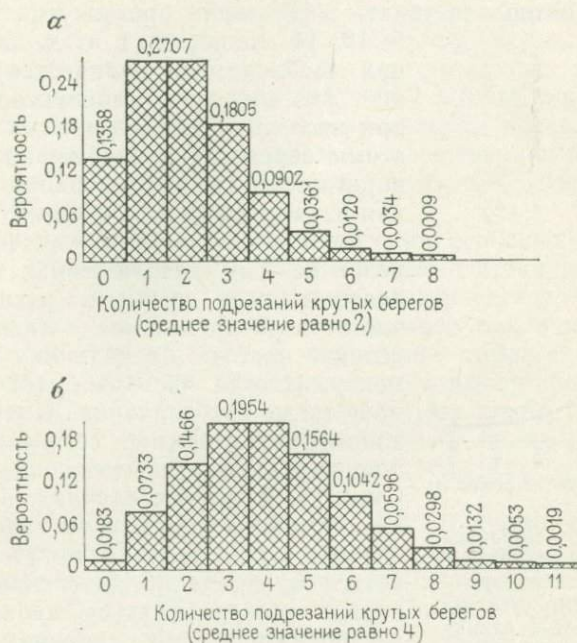


Рис. 4.3 (а и б). Влияние изменения среднего значения на распределение Пуассона

ние (а не функция плотности) описывается экспоненциальной функцией, которая имеет вид

$$F(t) = e^{-\lambda t}, \quad (4.3)$$

где $F(t)$ — вероятность того, что время между последовательными привносами будет больше или равно t . Это очень полезный график, поскольку его можно использовать для установления вероятности того, что время между последовательными порциями поступления материала будет заданной длительности. В представленном случае (рис. 4.4) λ взято равным 1 (одно поступление в неделю). Мы можем определить по этому гипотетическому графику, какова вероятность того, что время между двумя последовательными поступлениями равно трем, пяти неделям и т. д.

Два последующих распределения представляют для геоморфологов частный интерес, поскольку они касаются явлений, величины которых не определены. Первое из них (отрицательное бино-

миальное) отвечает на вопрос, как много наблюдений нужно для распознавания одного явления? Второе, гамма-распределение используется для того, чтобы получить распределение случаев для нескольких явлений. Предположим, например, что планируемый эксперимент требует 25 наблюдений данного явления и что среднее количество наблюдений равно λ (например, 5 в неделю). Тогда будет интересно узнать вероятность промежутка времени в

5, 10, 14, 15 недель и т. д. для получения необходимого количества наблюдений. Это могло бы особенно пригодиться при исследованиях, связанных с трудностями перевозок и снабжения или при дорогостоящих исследованиях, таких, как изучение стока в Арктике.

Если мы придадим какое-либо значение каждому наблюдению, то распределение будет двойным: распределение частот и распределение величин. Произведение частоты на величину равно моменту. Иногда частота будет независимой, тогда как величина изменится закономерно, например сезонные изменения процессов, испытывающих влияние климата. В других случаях, в то время как величины параметров явлений независимы, сами явления могут группироваться во времени. Интенсивность камнепада может меняться произвольно и независимо, а сами явления могут группироваться во времени. Кроме этого, значения параметров почти всегда непрерывны, в то время как сами явления

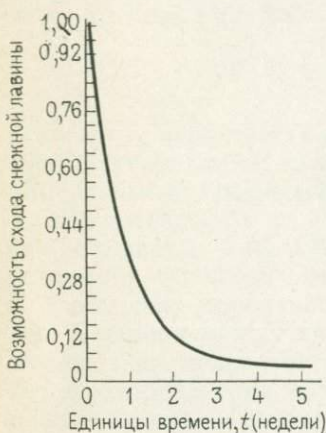


Рис. 4.4. Показательная функция распределения вероятности того, что время между сходами снежных лавин превышает t единиц времени, если среднее число сходов равно одной лавине в неделю

дискретны. Данные о величинах явлений можно также рассматривать в дискретной форме, особенно в том случае, когда существует порог значимости или некоторая предельная емкость. Например, для почвенной влажности существует некоторый порог, когда заполняется инфильтрационная емкость. Однако в большинстве случаев непрерывность возможных значений их величин приводит по крайней мере к инерции, а часто и к высокой степени последовательной зависимости. Таким образом, даже весьма большое «явление» будет связано с последовательной зависимостью. Отчасти это будет являться функцией масштаба, как мы уже указывали ранее в связи с гидрографом, отчасти это связано с инерцией системы, которая может проявиться при относительно долгом времени релаксации.

Таким образом, для действительно экстремальных явлений анализ их величины и частоты при помощи функций распределения и плотности вероятности может оказаться весьма полезным. Главная проблема состоит в том, что экстремальные явления не

только велики, но также и редки, и мы не имеем представления о характерных распределениях, к которым они принадлежат. С некоторой долей иронии можно сказать, что чем длиннее период наблюдения, тем более вероятно, что теряются основные статистические требования стационарности. Гумбель [Gumbel, 1958] пытался перебрать все исходные распределения, чтобы описать экстремальные явления. Эта работа получила широкое признание среди гидрологов и метеорологов отчасти из-за универсальности трех основных видов распределения экстремальных значений, отчасти и из-за возможности использования особой бумаги. Но вместе с тем использование этого распределения несколько ограничено, потому что универсальность распределения Гумбеля обязательно предполагает его относительную нечувствительность к особенностям конкретного случая.

Понятие о частоте и величине явлений особенно важно для сравнений. Известно, например, что явления стока различной частоты (и, следовательно, интервала повторяемости) связаны с особенностями геометрии русла. Аналогично различная повторяемость явлений одной и той же величины образует основу для сравнительного изучения. Применительно к пространству, как указал Хевитт [Hewitt, 1970], эта идея весьма слабо развита. Очевидно, явление с большой повторяемостью, являющееся экстремальным при одних условиях, в других условиях будет обычным явлением, и наоборот.

Интервал повторяемости события или его повторяемость — это среднее время между явлениями одной и той же величины. 50-летний интервал предусматривает, что явление, вероятно, происходит только раз в 50 лет. Поскольку это, очевидно, вероятностное понятие, график повторяемости явления в зависимости от его величины (рис. 4.5) основан на выборе одного наблюдения для каждой представленной величины.

Для ежегодных или менее частных событий данные, как правило, не обработаны. Обычно такими данными являются ежегодные паводковые серии. Они состоят из максимального расхода для некоторого фиксированного промежутка времени (например, 24 ч), наблюдаемого каждый год. За 60 лет наблюдений получится 60 значений. С другой стороны, в конкретных длинных рядах наблюдений можно использовать все расходы, превышающие некоторый уровень. Очевидно, существует много значений экстремальных явлений, которые можно использовать. Исследователи должны быть уверены, насколько это возможно, что они имеют дело не со смешанными совокупностями, чьи характерные распределения могут быть совершенно различны. Например, сток в Средиземноморье увеличивается от весеннего снеготаяния, так же как и от интенсивных летних дождей, и, разумеется, свойства распределения для каждого случая будут различными.

События обычно располагаются в порядке убывания своей величины. Наибольший существующий ранг равен 1 (табл. 4.2), следующий ранг — 2 и т. д. Из этой таблицы следует, что период

повторения события и вероятность $P(x \geq X_m)$ того, что величина больше или равна определенному значению, дается в виде уравнения

$$F(x) = P(x \geq X_m) = \frac{m}{N+1} \text{ и } T = \frac{N+1}{m}, \quad (4.4)$$

где m — ранг (например, 1-й, 2-й, ..., m -й), если явления перечислены в таблице в соответствии со своей величиной; N — общее

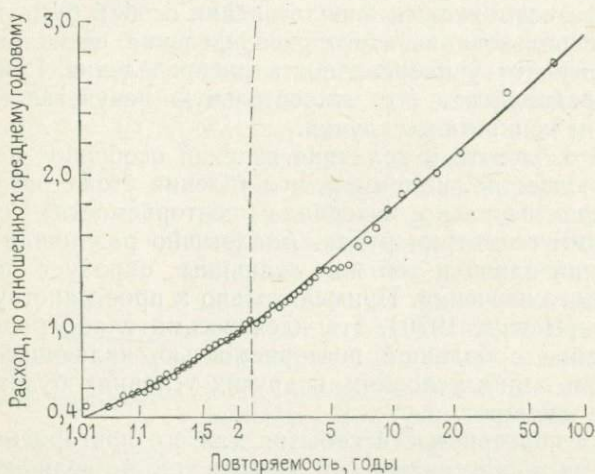


Рис. 4.5. Повторяемость явлений (в годах) для рек Юхиохени и Кискиминетас [Леопольд, Вольман и Миллер, 1964]. Средний ежегодный расход имеет повторяемость один раз в 2,33 года

число наблюдений. Например, если количество осадков 11 мм за 30 мин занимает 3-е место в ряду ежегодных максимальных 30-минутных значений осадков за 24 года, то интервал повторяемости будет 8,33 года и вероятность этого значения равна 0,12. Значение осадков в 11 мм или более, выпавших за 30 мин, будет, вероятно, наблюдаться не более чем в 12% всего времени.

Данные колонок 2 и 3 табл. 4.2 можно нанести на график, откладывая величину осадков по оси ординат (ось y), а интервалы повторяемости явления — вероятности $[100 m/(n+1)]$ — по оси абсцисс (оси x). Такими примерами могут служить диаграммные бумаги логарифмической вероятности и экстремальной вероятности Гумбеля. В первом случае данные, соответствующие распределению, называемому логнормальным, изображаются прямой; этим свойством обладают некоторые данные о расходе, имеющем большую частоту, чем экстремальные явления. В последнем примере данные, подчиняющиеся распределению Гумбеля (тип 1), имеющего вид

$$p = \exp(e^{-y}), \quad (4.5)$$

Максимальные годовые значения осадков (в жидком виде)
за период 1940—1961 гг. в Мадриде,
упорядоченные и включающие другие необходимые данные
для демонстрации некоторых длинных рядов (Мадрид, 1940—1961 гг.)
[по данным Элиаса, 1963]

Максимальные количества осадков за 30-минутный период, мм			Упорядоченные значения максимальных осадков, мм		Некоторые длинные ряды. Все данные, превышающие 8,7 мм за 30-минутный период	
Значение	Месяц	Год	Значение	Месяц	Значение	Месяц
16,7	Окт	1961	25,0	Июль	25,0	Июль
12,1	Окт	1960	21,9	Авг	21,9	Авг
17,3	Июнь	1959	17,3	Июнь	18,5	Авг
10,7	Дек	1958	16,7	Окт	17,3	Июнь
4,5	Окт	1957	16,6	Сен	16,8	Окт
7,2	Сен	1956	15,6	Июль	16,7	Окт
21,9	Авг	1955	12,8	Май	15,6	Июль
12,8	Май	1954	12,3	Дек	15,4	Сен
6,8	Июнь	1953	12,1	Окт	14,4	Авг
6,0	Нояб	1952	11,1	Июль	12,8	Май
9,3	Июнь	1951	10,7	Дек	12,5	Авг
15,6	Июль	1950	9,7	Сен	12,1	Май
9,7	Сен	1949	9,3	Июнь	11,2	Июль
8,3	Февр	1948	8,3	Февр	10,7	Дек
25,0	Июль	1947	8,1	Апр	10,4	Авг
5,3	Май	1946	7,9	Сен	10,0	Сен
12,3	Дек	1945	7,2	Сен	9,7	Сен
16,6	Сен	1944	6,8	Июнь	9,7	Сен
8,1	Апр	1943	6,5	Нояб	9,3	Июнь
7,9	Сен	1942	6,0	Нояб	9,0	Май
6,5	Нояб	1941	5,3	Май	8,8	Июнь
11,1	Июль	1940	4,5	Окт	8,7	Май

изображаются прямой. Это показано на рис. 4.6, где приведены максимумы осадков в Мадриде за 30 мин (1940—1961 гг.). Они

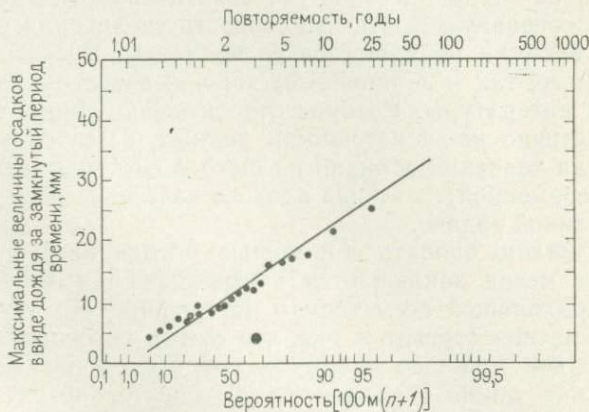


Рис. 4.6. Распределение Гумбеля на примере отдельных рядов ежегодных максимальных осадков за 30-минутный период

вполне соответствуют распределению Гумбеля, и, пользуясь графиком, можно оценить различные параметры распределения. И наоборот, величину различных интервалов повторения событий можно было бы определить с помощью величины y , используя соответствующие номограммы [Weiss, 1955]. Другим широко используемым распределением является распределение Пирсона (тип. 3).

Эти основные виды распределений значительно отличаются от описанных выше. При применении этого типа распределений, в некоторых случаях возможны два основных источника ошибок: несоответствие данных теоретическому распределению и ошибки, вытекающие из «выборки».

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНО ЗАВИСИМАЯ ИНФОРМАЦИЯ

Существует три основных типа последовательной зависимости: тренд, периодичность и авторегрессивные зависимости скользящих средних, или инерция.

Тренд

Когда существует тренд, его обычно легко распознать простым нанесением величин на график в зависимости от времени. Например, ежегодные средние величины концентраций нитрата в р. Стауэ в Эссексе за 32 года показывает, что концентрации регулярно возрастают со временем (рис. 4.7, а). Тренд будет линейным и положительным (концентрация нитратов увеличивается со временем). Однако существует некоторый «разброс» значений относительно прямой, который указывает на колебания относительно тренда. Ясно, что данные нестационарны. Тренды не обязательно линейны. График среднего уровня моря [Möbner, 1971] (рис. 4.7, б) за последние 9000 лет ясно показывает нелинейность отношения, связанную с тем, что скорость увеличения уровня моря в единицу времени уменьшается со временем. Временные тренды (как линейные, так и нелинейные) хорошо известны из геоморфологической литературы. Разброс относительно линии тренда происходит частично из-за неточности данных, из-за сложности сил, влияющих на значения величин на выходе системы (наблюдаемые значения переменной), и из-за плохого качества измерений переменной в данной задаче.

Тренды можно описать с помощью метода наименьших квадратов. Этот метод заключается в вычислении уравнения линии, наиболее подходящей всем точкам на графике. Критерий наилучшего соответствия состоит в том, что сумма расстояния по вертикали от каждой точки до линии должна быть минимальной. Другими словами, линия «перемещается относительно точек» до тех пор, пока сумма квадратов расстояния не будет минимальной. Линейная регрессия имеет вид $Y_t = kt + C$, где Y_t — значение переменной в момент t , t — время, прошедшее с начала отсчета, k —

характеризует наклон прямой наилучшего соответствия и C — значение переменной в начале отсчета. Таким образом, для концентрации нитратов в р. Стауэ уравнение будет иметь вид: $N = 0,11576t - 2,51072$, где N — концентрация нитратов, t — время (в годах), отсчитываемое с 1900 г. (наблюдения начались в 1937 г.) (см. рис. 4.7, а). Пример нелинейного временного тренда дается уравнением $U_p = Ce^{-kt}$, где U_p — поднятие со времени дегляциации, t — время в тысячах лет со времени дегляциации, k и C — константы. Это уравнение было получено Эндрюсом [Andrews, 1970] для описания скорости поднятия в одной из точек в канадской Арктике.

Другой тип нестационарности наблюдается, когда структура системы подвергается существенным изменениям или при изменении интенсивному воздействию. Предположим, что существует регулярная сезонная флуктуация в величине твердого стока для небольшого бассейна. Его среднее значение и дисперсия, наблюдаемые, скажем, ежемесячно, могут оставаться стационарными в течение нескольких десятилетий. Если затем произойдет быстрое и интенсивное изменение характера растительного покрова, может резко измениться как среднее значение твердого стока,

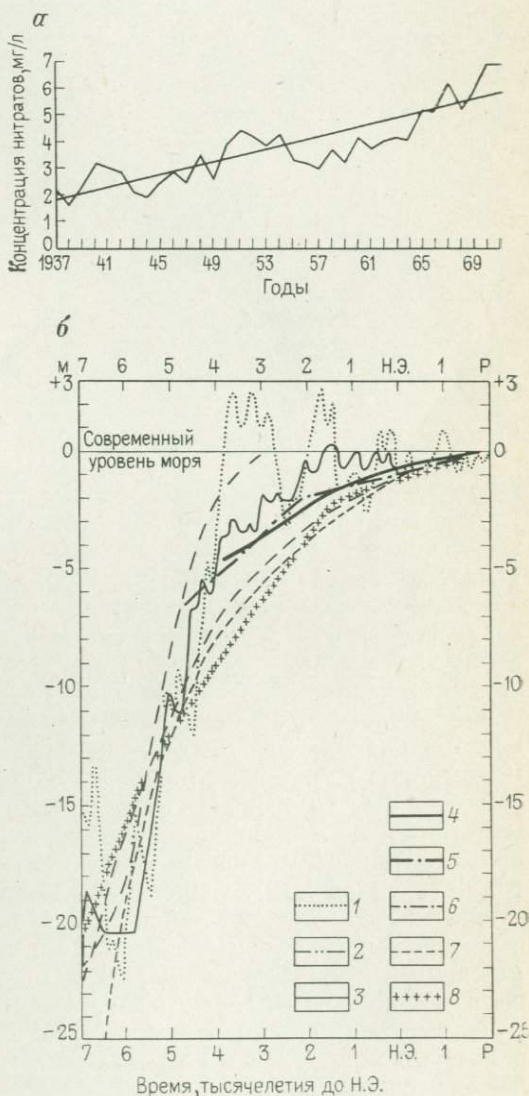


Рис. 4.7

а. Колебания средних годовых концентраций нитратов для реки Стауэ за 1937—1971 г.

б. Изменение уровня моря за последние 9000 лет по данным различных авторов [по Мернеру, 1971]. 1 — Фейбридж, 1961 г. — обобщения; 2 — Суджейт, 1968 г. — Новая Зеландия; 3 — Мернер, 1969 г. — вычисления; 4 — Шолл и др; 1969 г. — Флорида; 5 — Блум, 1969 г. — Микронезия; 6 — Шепард, 1963 г. — средние; 7 — Елгерзма, 1961, 1966 гг. — Голландия; 8 — Нойман, 1969 г. — Бермудские острова

так и размер их сезонных флуктуаций. Гипотетически это показано на рис. 4.8. Поведение системы после смены растительности в этом случае можно охарактеризовать как затухающие колебания. В итоге система достигает нового устойчивого и стационарного состояния. Такие изменения в системах, приводящие к нестационарности, весьма распространены в рядах, имеющих некоторые «пороговые» значения.



Рис. 4.8. Возможная реакция на удаление растительности, выражающаяся в изменении твердого стока

Периодичность

Многие географические процессы связаны с регулярными климатическими явлениями и представляют цикличные или регулярные периодические колебания. Осадконакопление, расход воды, почвенная эрозия, растворение, медленные перемещения грунта — вот далеко не полный перечень возможных примеров. Другой вид регулярности обуславливается наличием пределов стресса. Постепенное подведение к некоторому стрессовому уровню сопровождается разрушением, а затем следует новое подведение к этому уровню. Процесс, происходящий на крутых осыпных склонах, на которые периодически поступает материал, мог бы служить примером такого типа регулярности. К сожалению, геоморфологические данные (в отличие от гидрологических), указывающие на этот тип явлений, сравнительно редки. В качестве единственного примера приведем данные о сёле Антрим [Prior and Stiphens, 1972] (см. рис. 1,12). Существуют две причины, объясняющие такую немногочисленность примеров, — организационные трудности и технические проблемы, связанные с непрерывными наблюдениями. Самыми непрерывными рядами наблюдений, доступных и используемых геоморфологами, являются жидкий и твердый стоки. Поэтому не случайно, что некоторые из наиболее полезных (используемых) моделей и результатов вытекают как раз из этой области исследований.

При наличии регулярных периодических явлений их часто можно непосредственно описать с помощью метода, называемого анализом Фурье. Рассмотрим в качестве примера расход реки Стауз в Лэнгхеме (рис. 4.9, а). Заметим, что за 6-летний период наблюдается регулярный высокий расход зимой и, соответственно, низкий — летом. Анализ Фурье по мере возможности старается описать такие данные при помощи тригонометрических функций,

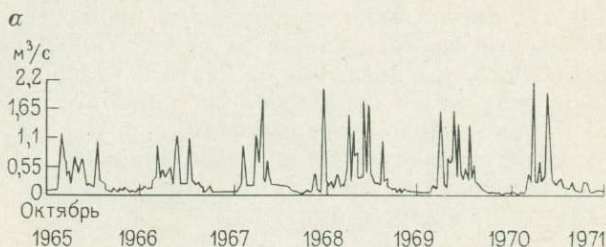


Рис. 4.9.

а. Расход р. Стауз в Лэнгхеме, Эссекс.
б. Обозначения для кривой косинуса

состоящих из синусов и косинусов элементарной тригонометрии. График косинуса (рис. 4.9, б) получается при вращении радиуса на 360° и вычислении косинуса угла между радиусом и вертикалью. Косинус положителен в первой и последней четвертях и отрицателен во второй и третьей. Этот полный оборот дает одну «арку» кривой косинуса и равен 2π (360°) — главному, или базисному, периоду. Используя формулу $\cos 2\theta$, где θ — угол, можно получить две полные «арки» косинуса в базисном интервале времени; для $\cos 3\theta$ — три полные «арки» и т. д. Число волн в одном интервале называется частотой. При частоте 2 требуется $\frac{1}{2}$ базисного интервала, чтобы получилась одна длина волны; для частоты 3 — одна длина волны поместится в $\frac{1}{3}$ базисного интервала. Другими словами, период одной волны обратен частоте. Для того чтобы кривая соответствовала ряду данных, необходимо

умножить амплитуду на константу A , тогда получим выражение $Y = A \cos \theta$. Наконец, поскольку кривая не может начаться с максимума в точке 0, мы должны предусмотреть сдвиг вправо, вычитая из аргумента величины Φ (фи); это будет угловая мера, которая изменяется в зависимости от того, сколько (1, 2, 3, 4 и т. д.) полных «арок» кривой помещается в базисном интервале (т. е. она изменяется в соответствии с частотой).

Теперь опять рассмотрим данные для р. Стауэ в Лэнгхеме (см. рис. 4.9, а): наблюдения за расходом проводились каждые 7 дней, т. е. мы имеем 312 данных за 6 лет. Поскольку имеется четкий годовой цикл, мы могли бы ожидать 6 колебаний за 6-летний период. В результате использования наиболее подходящего метода получается модель, позволяющая для 6 колебаний дать наилучшее соответствие с приведенными данными. Найденное в результате алгебраических преобразований уравнение, выраженное через синусы и косинусы, имеет вид

$$Y = C + a[k] \cos(k\theta) + b[k] \sin(k\theta), \quad (4.6)$$

где $a[k] = A[k] \cos(\Phi[k]),$

$$b[k] = A[k] \sin(\Phi[k]),$$

Y — величина отклонения от 0 для значений, взятых из базисного интервала;

k — количество колебаний за период;

C — среднее значение всех наблюдений;

$\Phi[k]$ — фаза угла k -й гармоники.

Для 6-й гармоники (6 циклов за 6-летний период) уравнение для данных по р. Стауэ имеет вид

$$Y = 67,834 - 36,26 \cos(6\theta) + 48,45 \sin(6\theta). \quad (4.7)$$

Очевидно, что этот метод наиболее продуктивен там, где в данных существуют довольно регулярные циклы. В геоморфологии это часто относится к стоку, среднему годовому твердому стоку, явлениям, определяемым изменением температуры, и многим видам береговых процессов. Часто вместо того, чтобы использовать только одну гармонику, например 6-ю, мы суммируем несколько гармоник. Это дает возможность описывать данные более сложными кривыми.

Иногда возникает ситуация, при которой невозможно заранее определить основные закономерности, связанные с периодичностью. При первоначальном рассмотрении необработанных данных они даже не бывают очевидными. В этом случае выделение гармоник, соответствующих высоким частотам, вероятно, разрешит вопрос. Гармоника или сумма гармоник, соответствующая наилучшим образом, будет минимизировать сумму квадратов расстояний между действительными точками и точками на кривой. Другими словами, изменение первоначальных данных наиболее адекватно отвечает линии, которая наилучшим образом подходит

к этим данным. Если для каждой соответствующей частоты мы нанесем рассчитанные величины отклонений, на графике кривой «наилучшего соответствия» будет наблюдаться пик. Такой график называется периодограммой, а соответствующий метод был разработан Шустером [Schuster]. Этот метод, заключающийся в выделении в ряду данных отдельных гармоник и показывающий долю дисперсии, рассчитанную для каждой частоты, является классическим анализом Фурье.

Каждая гармоника рассматривается отдельно и дискретно. Поскольку мы имеем по крайней мере две точки, наивысшая гармоника, которая может быть найдена, равна $N/2$ (где N — общее количество данных).

Вместо выделения только главных гармоник, таких, как 6-я (годовая) гармоника для данных по реке Стауэ, предпочтительнее провести ранжировку по всем возможным частотам. Тогда бы мы имели непрерывный график отклонений, связанный с любой частотой вплоть до $N/2$. В данном случае 156-я гармоника (N — 312 точек за 6 лет).

В нашем примере этот период равен двум неделям или удвоенному базисному периоду наблюдений (7 дней). График распределения дисперсии по всем частотам называется дисперсионным (или мощностным) спектром, а метод его получения — спектральным анализом. Спектральная функция для данных по р. Стауэ приведена на рис. 4.10. Несмотря на то, что мы представили ее как логическое следствие гармонического анализа, спектральную функцию можно получить непосредственно при помощи процедуры, известной как преобразование Фурье.

Хотя преобразование Фурье представляет собой просто числовое уравнение, лучше рассматривать его как оператор, т. е. совершающим некоторое преобразование. Примерами операторов являются $+$, $-$ и \cdot . Преобразование Фурье заключается в изменении текущей информации за данный промежуток времени (период) в частотную информацию. Напомним, что коррелограммой называется график коэффициента автокорреляции в зависимости от величины сдвигов между наблюдениями. Один сдвиг мог бы равняться 1 неделе, т. е. 12 сдвигов равны 3 мес. Это будет базисное время. Автокоррелограмма основывается на автоковариационной функции, показывающей долю дисперсии каждого сдвига. Однако нет ничего удивительного в том, что спектр дисперсии (отклонение ν -й частоты) можно получить, применив преобразование Фурье к автоковариационной функции (отклонение ν -го сдвига).

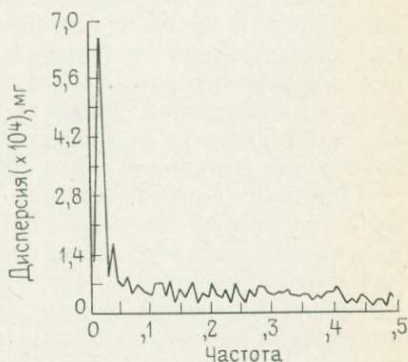


Рис. 4.10. Дисперсионный спектр для расхода реки Стауэ в Лэнгхеме, показывающий величину дисперсии годового цикла

Преобразование Фурье обратимо, поэтому автоковариационную функцию можно получить из спектра. Важное свойство оператора Фурье состоит в том, что он может неоднократно использоваться для операций с временными рядами.

Инерция

Мы описали долгосрочные тренды и регулярные периодические колебания, а также некоторые способы выявления их во временных рядах наблюдений одной переменной, как, например, движение ледникового языка. Существует и третий тип зависимости, называемый инерцией по двум причинам: либо от присутствия каких-либо физических факторов в системе, либо как результат способа сбора материала и его обработки.

Одним из наиболее легких для понимания физической инерции является пример паводка. На графике расхода воды во времени явления паводкового стока отделены относительно долгими периодами межпаводкового стока. Параметры русла, особенно глубина, там, где берега сложены связанными грунтами, остаются практически постоянными. Предположим (рис. 4.11, *a*), что во время сильного паводка произошел быстрый размыв ложа — реакция на изменение расхода. Могло бы случиться так, что восстановление первоначальной глубины происходило относительно медленно и что после паводка для этого потребовалось несколько дней. Другими словами, эффект быстрого размыва дна проявлялся в течение нескольких дней после события. В первый день эффект будет достаточно сильным, а в последующие дни он постепенно уменьшается, пока, скажем, на седьмой день полностью не исчезнет. При большем числе сравниваемых явлений в русле теоретическая автокорреляция могла бы иметь вид, как на рис. 4.11, *б*. На нем виден высокий коэффициент для сдвига 1, который очень быстро уменьшается вплоть до сдвига 6, где он уже не имеет значения. Инерционные эффекты подобного рода распространены в геоморфологии и некоторые из них рассмотрены в главе 1 при обсуждении времени релаксации и соответствующих траекторий. Если имеет место кратковременная инерция, то говорят, что ряд обладает авторегрессивными свойствами. Для исследования долговременной инерции необходимы другие методы, так как имеющиеся методы, разработанные Мандельбротом и Вэллис [Mandelbrot and Wallis, 1968], развиваются чрезвычайно медленно.

Легко предвидеть, что, собирая данные, мы можем сознательно или бессознательно воздействовать на автокорреллограмму, а через нее на спектральную функцию. Например, имея ряды ежедневных расходов, скажем, за 100 недель и каким-то образом осреднив эти данные, мы можем более тесно связать друг с другом соседние значения в годовых рядах. Три типа осреднения показаны на рис. 4.12, *a*: каскадное, скользящее и последовательное. В первом типе мы осредняем средние, полученные на предыдущих шагах. Во втором — «перекрываем» наблюдения и, следовательно,

сглаживаем значения. В третьем — непрерывно увеличиваем промежутки между наблюдениями. Это приводит к использованию автокорреляции при все больших и больших сдвигах в зависимости от количества осредняемых величин. Соответствующие спектры показаны на рис. 4.12, б. Любой измерительный прибор, осредняющий во времени, такой, как, например, интегрирующий самописец дождевых осадков, вызывает в данных «скользящее сред-

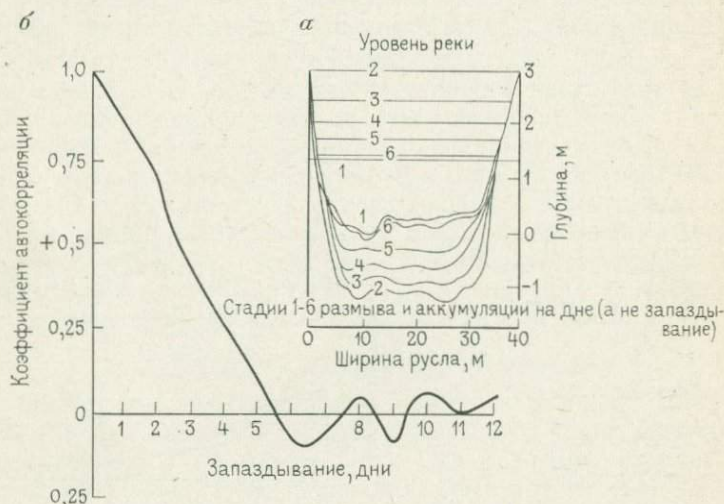


Рис. 4.11.

а и *б*. Гипотетическая коррелограмма для глубины русла. [*а* — по Леопольду и др., 1964]

нее». При сглаживании кривой из-за недостатка данных или их неточности, например флуктуации высоты морского уровня в плейстоцене, мы автоматически изменяем коррелограмму и спектр, которые являются производными от данных.

Четвертой составляющей практически всех рядов являются случайные флуктуации: это элементы шума, которые независимы друг от друга и образуют «фон» для трендов и периодичности уже упомянутых инерционных воздействий. В автокоррелограмме и спектре они выражаются в виде незначительных колебаний около нуля. На самом деле случайные флуктуации представляют остаточные, некоррелируемые и неучтенные отклонения. Такой случайный шум можно объяснить инструментальной ошибкой прибора или нарушением регулярности наблюдений. Из сказанного выше следует, что регулярная ошибка прибора, которым производятся измерения, скорее приведет к инерции, чем случайная ошибка.

Чтобы закончить этот раздел, в котором рассматривались ряды одной переменной, следует сказать, что разбиение ряда на несколько частей может значительно улучшить наше понимание основных закономерностей. Ряды расходов могут представлять

долгосрочный тренд, допустим, уменьшение стока. Лучше всего это видно из графиков средних годовых расходов; осредняя данные за 12 мес., мы сгладим все высокочастотные (коротко-периодические) наблюдения. Эта процедура называется фильтрацией. Тогда за 40-летний период наблюдений мы имеем 40 данных. Гра-

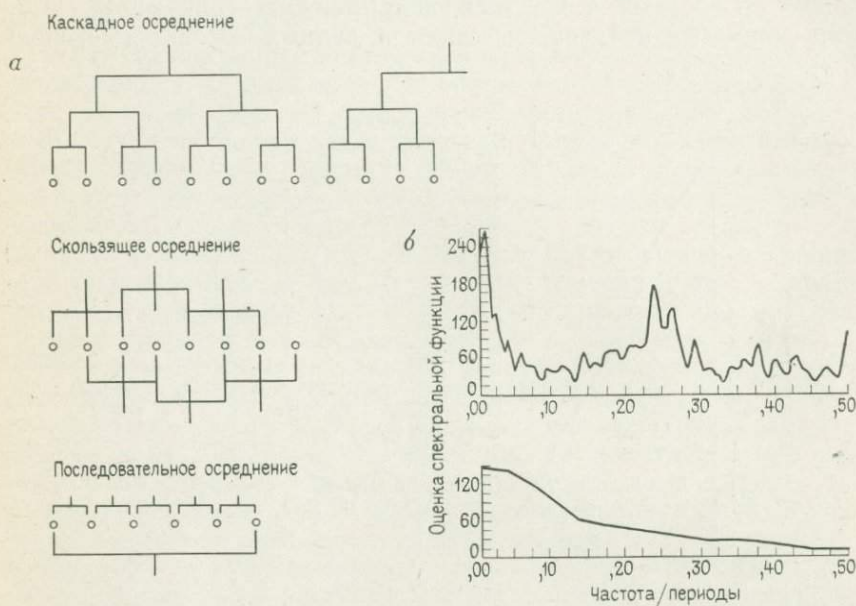


Рис. 4.12.

а. Различные схемы осреднения выборочных данных. б. Масштабный эффект различных видов осреднения, иллюстрирующий сглаживающий эффект взвешенного осреднения с последовательно удлиняющимся периодом, которое сдвигает дисперсию (вертикальная ось) к более низким значениям частоты и уменьшению своей общей величины [по Торнесу, 1973]

фик на этой стадии представлял бы собой падающий со временем тренд среднего годового расхода. Построив линию регрессии, мы получим значение средней скорости уменьшения.

Второй шаг состоит в вычитании этого долгосрочного тренда из фактических данных. Возьмем для этого данные по каждому из 14 600 (ежедневных) значений расхода и составим ежемесячные средние. График ежемесячных средних новых рядов (с удаленным трендом) должен показывать отмечаемые сезонные колебания, например, у средиземноморских рек будут высокий зимний и низкий летний расходы. Этот сезонный компонент можно было бы вообще устранить, подобрав наиболее подходящие ряды Фурье. Полученные результаты снова вычитаются из первоначальных данных. Другой метод состоит в том, чтобы взять разность между смежными значениями или даже разность этих разностей, а третий — в использовании 12-месячных взвешенных скользящих средних. На каждой стадии мы можем рассмотреть графики первонач-

чальных данных, автокоррелограмму, спектральную функцию для того, чтобы разобраться, какая информация теряется. Если мы имеем дело с расходом, то могут появиться компоненты с инерцией, скажем, в 2—3 недели. Их можно снять при помощи подходящей авторегрессивной модели низкого порядка, т. е. такой, которая «удаляет» воздействие кратковременной инерции. Когда мы на каждом шаге последовательно удаляли компоненты, мы по существу определяли источники временных отклонений в данных, и конечной целью являлось получение последовательности точек, в которых уже не остается компонентов ряда наблюдений. Затем это рассматривается как случайный шум.

Необходимо подчеркнуть, что существуют еще и другие сложности и предположения, которые здесь не приводились. Они рассматриваются в обычных учебниках по спектральному анализу, таких, как Дженкинс и Ватс [Jenkins and Watts, 1968], Рейнер [Rauner, 1971]. В частности, последняя книга представляет собой сводку сведений по спектральному анализу, написанную географом. Следует заметить, что не всегда нужны все ступени анализа. Некоторые данные не будут иметь ярко выраженного тренда, а у других не будет регулярно колеблющихся компонентов.

ДАнные ИЗ ДВУХ И БОЛЕЕ РЯДОВ

До сих пор мы сравнивали различные части одного и того же ряда. Когда два временных ряда перекрывают один и тот же период и измеряются на одном и том же базисном интервале, то возникает возможность их сравнения. Рассмотрим рис. 4.13. Для каждого ряда можно получить одномерную АКФ и автоковариационную функцию (АКВФ). Мы также можем сравнить значение ряда x в момент $t+k$ и ряда y в момент t , так как значения рядов запаздывают на k наблюдений; в этом случае считается, что ряд y опережает ряд x . Если мы рассмотрим оба ряда в момент t , то получим эквивалент обычного коэффициента корреляции. Если один ряд будет отставать от другого, то получим эквиваленты АКФ и АКВФ для одного ряда, которые соответственно являются взаимной корреляционной и взаимной ковариационной функциями. Например, при сравнении мерзлотного пучения почвы с температурой окружающего воздуха (пользуясь наблюдениями, проведенными через каждые 15 мин), можно предположить, чем медленнее падает температура, тем больше пучение. В этом случае взаимная корреляция показала бы, что при сдвиге на 5 шагов (75 мин) мерзлотное пучение увеличивается при уменьшении температуры (коэффициент взаимной корреляции отрицателен).

Взаимная корреляционная функция является функцией времени (периода); ее частотный эквивалент — это функция когерентности. Эту функцию можно рассматривать как коэффициент корреляции между двумя рядами при одних и тех же частотах. На рис. 4.14 показана когерентная функция между растворенным твердым стоком и расходом реки Анимас в Техасе. Легко видеть, что годовая частота эти двух рядов обладает сильной когерент-

ностью. Когда два ряда будут находиться в фазе, когерентность будет высокой, когда они в противофазе — она будет низкой. Величины разности фаз для различных частот даются фазовой диаграммой или диаграммой запаздывания. Разность фаз, обычно измеряемая в долях дуги окружности единичного радиуса (радиа-

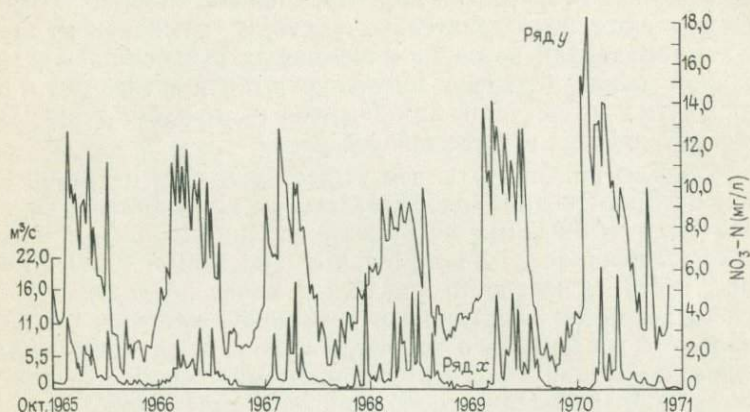


Рис. 4.13. Недельные колебания расхода и концентрации нитратов для р. Стауэ в Лэнгхеме

нах) и различная для каждой вычисленной частоты, будет равна нулю, когда два ряда находятся полностью в фазе.

Так как мы всегда имеем дело с выборочными данными, то, как и в одномерном случае, на графиках всех функций могут содержаться случайные ошибки в нанесенных значениях. Установить значимость любой точки на каждом графике необходимо прежде всего для получения уровней значимости для рассматриваемой переменной. Тогда можно сказать, будет ли отдельное значение АКФ значительно отличаться от нуля или нет. Очевидно, что это важно для определения длительности инерции в рядах. АКФ может несколько раньше опуститься ниже уровня, при котором она значительно отличается от нуля. Следует заметить, что перед практическим применением вообще всех статистических методов необходимо тщательно рассмотреть допущения и ограничения, содержащиеся в этих методах.

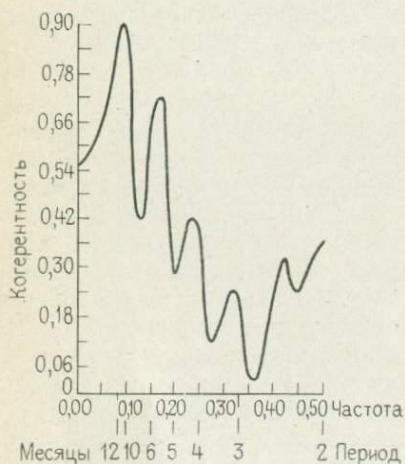


Рис. 4.14. Когерентность между растворенным твердым стоком и расходом р. Анимас в Техасе

ПЕРЕДАТОЧНАЯ ФУНКЦИЯ

В примерах, рассмотренных выше, сравнивались значения двух параллельных рядов. В последнем разделе этой главы рассматриваются последовательности, которые сами располагаются в ряды. Они могут рассматриваться как входы и выходы системы. Некоторые примеры даны на рис. 4.15. Условно в геоморфологии их

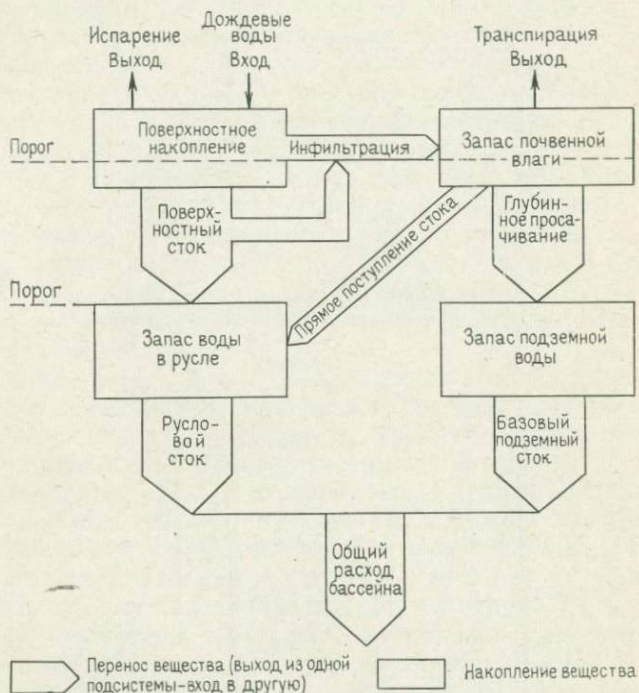


Рис. 4.15. Гипотетическая диаграмма каскадных систем с входом — выходом, включающих пороги

можно рассматривать как модели процесса. Другой способ изучения системы состоит в нахождении математической функции, связывающей вход и выход. И снова гидрология дает нам подходящие примеры. Если мы будем рассматривать речной бассейн как систему, то можно попытаться найти связь между входом (выпадение осадков) и выходом (расход). Имея эту связь, называемую функцией перехода, мы могли бы предсказать величину расхода при данных значениях осадков.

Гидролог Шерман [Sherman, 1932] предложил использовать единичный гидрограф для получения такой функции перехода. Его идея заключалась в том, что данное количество осадков в каком-либо бассейне могло бы распределяться во времени стандартным или единичным гидрографом (рис. 4.16, а). Пусть имеется

гидрограф, соответствующий одному дюйму дождя. Если выпадут два дюйма, ординаты удваиваются. Если же второй дюйм дождя следует за первым на 1 единицу времени позже, то два единичных гидрографа, отстоящих друг от друга на единицу времени, можно было бы сложить вместе, как показано на рис. 4.16, б, в. Единичный гидрограф — эквивалент импульсной функции, так как она дает распределение единичного импульса (1 дюйма дождя) в

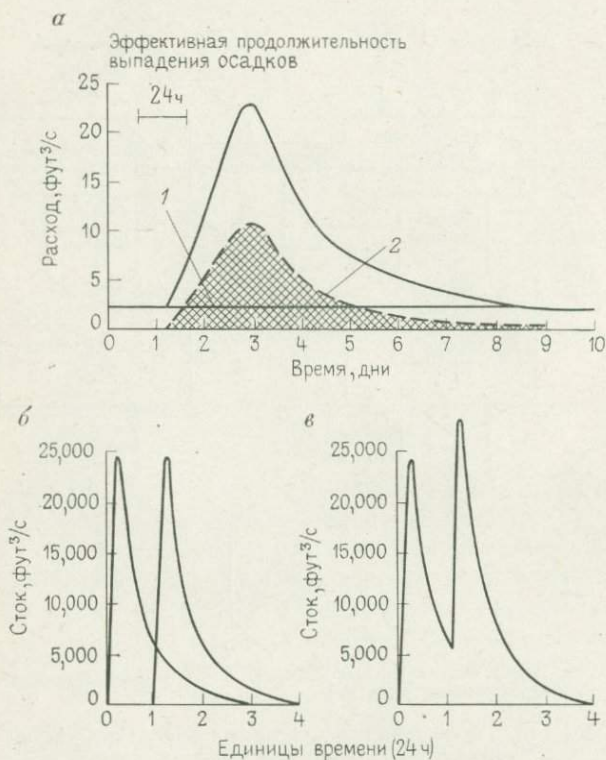


Рис. 4.16. Применение метода единичного гидрографа.

а. К единичному ливню. Заштрихованная площадь показывает величину стока, обусловленную 1 дюймом осадков, выпавших в пределах водосборного бассейна. Верхняя кривая — гидрограф для 1,9 дюйма осадков, полученный умножением ординат единичного гидрографа. б и в — два последовательных ливня, иллюстрирующих эффект суммирования

единицу времени при прохождении его через систему. Очевидно, что функцию перехода, которая для получения выходного сигнала должна включать в себя две части, можно выразить так:

$$Y_t = gX_t,$$

где Y_t — выходной ряд; g — импульсная функция, X_t — входной ряд. Последний иногда называют силовой функцией, поскольку она заставляет импульсную функцию производить сигнал на выходе системы.

Таким образом, функцию перехода можно рассматривать как некоторое «дискретное» выражение, т. е. она относится к фиксированным моментам времени. Ее можно также рассматривать в частотной форме. Такая функция называется частотной характеристикой*. Функция по существу дает график выходного сигнала, так как подвержена воздействию только со стороны входного сигнала. Это сказывается на результате, который рассматриваемая система «дает» для различных частот. Изложенную идею можно продемонстрировать на примере искусственного водоема, построенного для предотвращения наводнения. Наводнения — это низкочастотные явления, т. е. они случаются довольно редко. В действительности наводнение часто описывается с точки зрения его возможной частоты, например наводнение с частотой 1 раз в 1000 лет. Эффективный резервуар — это тот, который гасит низкочастотные явления (как минимальные, так и максимальные расходы), так что только изменения расходов промежуточной частоты (средние по частоте явления) пропускаются резервуаром. Таким образом, частотная характеристика резервуара будет высокой для средних и высоких частот и низкой для низких частот. Получается, что резервуар играет роль «фильтра», пропускающего только средние и малые изменения расходов.

Хотя в настоящее время моделирование с помощью функции перехода еще не получило широкого распространения в геоморфологии, по-видимому, это скоро произойдет, так как геоморфологи подобно гидрологам заинтересованы в изучении систем, работающих как интегратор. В самом деле, детерминированные модели, описываемые дифференциальными уравнениями, могут быть приведены к виду, содержащему функцию перехода. Например, модель осадкообразования Бэгнольда могла бы рассматриваться как модель с функцией перехода, определяющей вероятность перемещения отложений на всем рассматриваемом промежутке. Здесь силовая функция была бы входным сигналом, отложения осадков — выходным сигналом, а функция, характеризующая поведение системы, представляла бы собой соотношение между перемещением осадков и их отложением для входного сигнала в виде импульса. Во всех ранних работах, где использовались гидрографы, содержалось предположение о том, что функции перехода линейны, т. е. при данной последовательности фиксированных импульсов их воздействие было обобщено и при этом каждый импульс был одинаково важен. Существуют веские доводы против этого предположения, например первый дюйм осадков может пойти на восполнение запасов почвенной влаги. Учет этого достигается с помощью нелинейной функции, характеризующей поведение систем, или использованием нескольких функций с предварительным разбиением системы на составляющие.

* Частотная характеристика определяет полосу пропускаемых частот. — *Прим. ред.*

В этой главе была предпринята попытка познакомить читателя с методами анализа временных рядов, широко используемого в различных областях науки и техники. Их значение, к сожалению, не гарантирует наличия данных, необходимых для использования. С другой стороны, мы надеемся, что понимание этих методов заставит читателя уделить больше внимания постановке экспериментов, в которых собираются временные данные. В дальнейшем следовало бы расширить осведомленность читателя о весьма неоднозначной природе публикуемых данных, характеризующих течение геоморфологических процессов. Эти вопросы будут обсуждаться в последующих главах.

5. СКОРОСТИ ДЕЙСТВИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Скорости действия процессов рельефообразования интересуют геоморфологов по трем основным причинам: в целях проверки моделей, для обеспечения параметров и входов в модели и для решения практических проблем прикладной геоморфологии. Скорости действия процессов лежат в основе некоторых важных моделей. Классическим примером была модель Дэвиса — модель быстрого воздымания вслед за продолжительным периодом тектонического покоя, в течение которого суша была разрушена денудацией. В противоборствующей теории В. Пенк [W. Penck, 1924] указал, что денудация, которая могла происходить со скоростью поднятия или относительно медленно изменяющимися скоростями, вызвала бы различные серии формы рельефа. В попытке разрешить это противоречие Шумм [Schumm, 1963a], Карсон и Киркби [Carson, Kirkby, 1972], собрав данные о скоростях поднятия и денудации и сравнив их, пришли к выводу о том, что поднятие, происходящее очень быстро, близко по значению к денудации — по меньшей мере об этом говорят приведенные ими данные (табл. 5.1).

Часто используется другая модель, которая предполагает, что климат оказывает воздействие на формирование рельефа любого района, определяя различия в скорости действия процессов. Последовательность форм рельефа отражает колебания в относительном преобладании одного или группы процессов над другими в течение времени, что является результатом изменений климата. Попытки определить роль климата в отношении скоростей требуют обсуждения относительной значимости процессов при постоянном режиме климата, различий режимов рельефообразования, изменения процессов в разных климатических условиях и «чистого результата» совокупности всех процессов (выявленного некоторым «объединенным» измерением) в различных климатических областях.

В качестве примеров первого приближения можно рассматривать работу Рэппа в арктической Швеции [Rapp, 1961] и исследование Леопольда, Эмметта и Майрика, выполненное для семиаридных районов США [Leopold, Emmett, Myrick, 1966]. Оба исследования выявили сильное преобладание какого-либо одного процесса с точки зрения выполненной работы. Примером также может служить попытка Корбела [Corbel, 1959, 1964] сравнить скорость растворения карбоната кальция и скорость общей эрозии (табл. 5.2) в различных климатических зонах.

Другой пример — это исследование Троллем [Troll, 1944] широтных разновидностей перигляциальных процессов от полюсов к экватору. Изучение суммарных воздействий климата на скорости

Таблица 5.1а

Скорости поднятия в орогенических и изостатических условиях
[Schumm, 1963a; Carson, Cirkby, 1972]

Тип поднятия	Территория	Скорость, м/1000 лет	Источник
Орогенический	Япония	0,8—75,0	Tsuboi, 1933
	Калифорния	4,8—12,6	Gilluly, 1949
	Персидский залив	3,0—9,9	Lees, 1955
	Южная Калифорния	3,9—6,0	Stone, 1961
Изостатический	Фенноскандия	10,0	Gutenberg, 1941
	Южное Онтарио	4,8	Gutenberg, 1941

Таблица 5.1б

Скорости денудации в речных бассейнах [Schumm, 1963a]

Величина площади речных бассейнов, тыс. кв. км	Скорость, м/1000 лет	Источник
0,0003	12,6	Fed. Inter.—Agency River Basin Com., 1953
0,0030	2,55	Flaxman, High, 1955
0,0800	0,06—0,22	Langbein, Schumm, 1958
3,9000	0,03—0,10	Langbein, Schumm, 1958
37—3280	0,03—0,06	Dole, Stabler, 1909

Таблица 5.2

Скорость денудации в различных климатических условиях для горных и равнинных областей мира [Corbel, 1964]. Скорости даны в м³/км²/год

Климат	Аридный (менее 200)*		Нормальный (200—1500)*		Гумидный (более 1500)*	
	Горы	Равнины	Горы	Равнины	Горы	Равнины
Жаркий	1,0	0,5	25,0	10,0	30,0	15,0
Тропический	1,0	0,5	30,0	15,0	40,0	20,0
Субтропический	4,0	1,0	100,0	20,0	100,0	30,0
Умеренный	50,0	10,0	100,0	30,0	150,0	40,0
Холодный	50,0	15,0	100,0	30,0	180,0	—
Полярный	50,0	15,0	100,0	30,0	150,0	—
Ледниковый полярный	50,0	—	1000,0		2000,0	
Ледниковый неполярный	—	—	—	—	2000,0	

* В скобках показано количество атмосферных осадков в мм. — Прим. ред.

выхода наносов включает работы Фурньера [Fournier, 1960, 1969], Хоулмана [Holeman, 1968] и Стоддарта [Stoddart, 1969]. Работа Фурньера посвящена доказательству влияния рельефа и количества атмосферных осадков на скорости выхода наносов. Шумм [Schumm, 1965] пытался рассмотреть вместе два аспекта (настоящее и прошлое) климатической геоморфологии в описании модели, которая базируется на эмпирических данных для настоящего времени и считается возможным, с некоторыми предположениями, оценить влияние температуры и разнообразия эффективных дождей на осадконакопление в прошлом.

В этих примерах сделаны попытки объяснить глобальные проблемы. Скорости действия процессов используются для оценки факторов, определяющих действие какого-либо отдельного процесса. В таком случае делается предположение о том, что корреляция или автокорреляция между измерением процесса и управляющими переменными отражает относительную значимость переменных в физическом механизме, с которым они связаны. Томпсон [Thompson, 1964] использовал этот прием для объяснения факторов, определяющих рост оврагов, получив скорости роста истоков оврага в зависимости от площади дренажа, уклона русла, изменения количества атмосферных осадков и содержания глинистых частиц в размываемых грунтах. При изучении изменения взвешенных наносов во времени объяснение нашлось в запаздывании разгрузки. Здесь связь осложнена эффектом гистерезиса (см. ниже).

Более сложный случай — это скорость выколаживания склона в связи с изменением градиента стока у основания склона. Трудности возникают из присущего явления запаздывания и механизмов обратной связи, которая определяет скорость приспособления склона к градиенту стока. Склон не может измениться до тех пор, пока не произойдут новые изменения в градиенте и выветривание не сделает возможной реакцию склона на эти изменения. В дополнение к оценке связи моделей или подмоделей скорости наблюдались для использования их в качестве входных данных в модели, функционирование которой предполагается правильным (или проверено). Использование скоростей действия процесса в качестве входных параметров является обычным в гидрологии, где исторические свидетельства, скажем скорости выпадения осадков, служат входными параметрами для проверки моделей поведения речного бассейна. Простой пример для моделей береговых процессов — это данные о направлении и силе ветра для построения диаграмм рефракции волн. Как альтернатива, выборочные наблюдения скоростей могут использоваться для получения статистических распределений скоростей, которые могут быть заложены в модель как входные параметры, определяющие процессы (ср. с главой 8). Синтезированные скорости находят в геоморфологии очень небольшое применение, что главным образом и ограничивает использование относительных частот при моделировании методом Монте-Карло. Использование скоростей в качестве параметров является существенным для детерминированных моделей. В качестве примера исполь-

зования постоянной скорости течения приведем модель разгрузки стока [Calver, Kirkby, Weyman, 1972].

Скорости, вычисленные с помощью модели, могут использоваться при ее оценке. В качестве показателя успеха обычно рассматривается способность воспроизвести известную или наблюдаемую последовательность с учетом допустимых ошибок. Рана, Саймонс и Махмуд [Rana, Simons, Mahmood, 1973] разработали модель изменения размеров обломков при сортировке вдоль русла потока и затем сравнили полученные величины с теми, что наблюдались в естественных руслах. Логическим продолжением такой операции будет упорядочение параметров внутри модели до тех пор, пока полученные из модели значения не сравняются с реальными. Такая операция, широко известная как тарирование или оптимизация, желательна при прогнозировании. Однако в генетическом исследовании для моделей, имеющих ограниченный, конкретный характер и отличающихся большим числом параметров, такая операция нежелательна, поскольку несколько комбинаций значений параметров может давать сходные значения скоростей действия моделируемых процессов.

Третья сфера использования скоростей — прямое их применение в области техники и управления. Нет необходимости далеко ходить за примерами. Заиление водохранилищ, аккумуляция наносов в береговой зоне, отступление клифа и эрозия почвы — это главные проблемы, и для их решения изучение скоростей и определяющих их факторов весьма существенно. Однако ирония заключается в том, что прагматические потребности в данных о скоростях обычно безотлагательны и связаны с большими штрафами в случае ошибочного предсказания скоростей, что исключает долгосрочные исследования. Особенно очевидно это в русловой морфологии, где требуется оценка скорости перемещения влекомых наносов и смещения меандр, что пока является предметом сложной теории в учебниках и будет оставаться предметом приближенного подсчета с большим «запасом прочности» по отношению к реальному миру.

В общем случае данные собираются для целей, весьма удаленных от тех, для которых они используются. Создание универсальной схемы сбора данных (хотя это неизбежно в случае общего источника информации) страдает от того, что данные, собранные для построения модели, достаточно совершенны, чтобы предопределить возникновение новой концепции процесса, которая может потребовать и дополнительную информацию. До тех пор, пока геоморфологи имеют дело со всеобщими и всеобъемлющими моделями, сбор данных для проверки отдельных связей в существующих моделях должен быть незначительным. Не существует всеобъемлющего набора данных. В то же время имеющиеся данные о скоростях действия разных процессов должны использоваться более эффективно.

ОСНОВНЫЕ ДОПУЩЕНИЯ

Представление о скоростях процессов в геоморфологии связано с изменением наблюдаемой переменной, характеризующей процесс, при ее сравнении с другой переменной или масштабом (шкалой). Такой переменной могут быть, например, параметры траектории объекта в пространстве и во времени или, что менее определено, общий итог изменений, таких как величина снижения форм рельефа за геологическое время. Таким образом, мы можем измерить сам процесс или его результат, хотя в практике зачастую трудно сделать и то, и другое (табл. 5.3).

Таблица 5.3

Примеры типов переменных, которые используются для измерения скорости эрозии.

В данном случае показаны возможные параметры для измерения скорости денудации в области распространения известняков

	Метод	Пример	Единица
Измерение ↓ Вывод	Непосредственное измерение скорости	Скорость растворения	Осаждение/день
	Косвенное измерение скорости, например измерение результата растворения, т. е. понижения поверхности известняков	Уменьшение массы, диаметра и высоты	Грамм/день, миллиметр/день
	Уменьшение уклона поверхности известняков, измерение растворенных наносов в потоке в основании склона	Растворенный сток	Осаждение/позже приведенное к объему

Изучение скоростей должно основываться на применении эталонной временной шкалы. Для этого следует выбрать основной интервал времени, где единицей может быть секунда, месяц, год или тысяча лет. Длина используется прямо, — например, 1 м/с (как в скорости) — при равномерном изменении (L/T) или в виде кривой зависимости «скорость — время» или ускорение (L/T^2). Иногда единица длины используется для того, чтобы сравнивать явления разного масштаба. «Единица ширины ложа» русел или $см^3/см/год$ * для медленного смещения грунтовых масс вниз по склону — типичный пример.

Скорости могут быть выражены в виде одной переменной, которая выбирается по следующим причинам: удовлетворять целям исследования, обеспечивать точное измерение или для организацион-

* Правильнее размерность должна быть записана как $см^3/см^2/год$. — Прим. ред.

ных целей. Успех выбора зависит от того, как легко реагирует переменная и насколько верно она представляет процесс. Типичные примеры таких переменных — это потеря массы, изменение в процентном содержании кварца или распределение размеров зерен для измерения выветривания. Примечательно, что отдельные процессы (например, окисление) не рассматриваются, а изучаются в общем процессе «выветривания». Подобным образом мы используем термин «снос», когда подразумеваем региональные скорости эрозии. Однако в таком случае мы имеем возможность сделать многие процессы измеряемыми, «передвигаясь» от первоначальной стадии возникновения рыхлых отложений. Здесь вся линия «денудация — транспорт» включает в себя выветривание, перемещение грунтовых масс, склоновый снос, эрозию берегов и транспортировку в потоке. Каждый из этих процессов поддается индивидуальному измерению. Действительно, снижение гор и прохождение отложений через устья потоков на сотни миль могут быть так удалены друг от друга, что мы говорим о «замене» переменных, которыми обозначили скорости. В действительности, это, конечно, означает, что измерения становятся неточными, а наше понимание группы процессов типа «черный ящик» ухудшается.

Сами скорости процессов со временем изменяются. Предположение, что процесс действует с постоянной скоростью, справедливо при определенном масштабе времени. Например, изостатические движения, как реакция на размеры приливов и отливов, по предположению в течение года могут быть постоянными; за несколько тысяч лет скорость поднятия значительно изменится. Там, где процессы изменяются в рассматриваемом масштабе времени, возникают проблемы отбора проб и аналитические проблемы, описанные ранее (см. главу 3). Поскольку произведение частоты на величину этих процессов является некоторой мерой сделанной работы, то особенно важно применять относительные частоты и величины этих скоростей.

Так же, как и другие переменные, измеренные во времени, скорость может изменяться непрерывно или иметь разрывы при определенном масштабе времени. Это явление может принимать две формы. Скорость может уменьшиться до нуля из-за изменений факторов, управляющих процессом, и процесс действительно приостанавливает свое действие; подходящим примером может быть осадконакопление в реках аридных зон. В других случаях процессы продолжают свое действие с едва заметной скоростью до тех пор, пока не будет пройден некоторый порог, как в отдельных случаях обвалов масс горных пород.

В расположенных каскадами процессах скорость одного процесса может быть обусловлена скоростью предыдущего процесса; так, размыв склонов и медленное перемещение грунтовых масс вниз по склону могут быть лимитированы скоростью выветривания. В других случаях скорость действия обусловлена другими переменными, которые сами не являются результатами рельефоформирующих процессов.

Это обычная причина пространственных вариаций в скоростях. Например, выветривание определяется составом пород, а скорости ледниковой эрозии — доледниковой формой (та, которая в ходе ледниковой эрозии не изменяется). В таких случаях это не динамический каскад. В других ситуациях скорости могут совместно изменяться как результат некоторых общих причин и даже конкурировать, как в случае размыва и наращивания дельты. Наконец, мы должны помнить, что скорости, имеющие функциональную зависимость, могут неоднозначно определяться в различное время. Таков случай отложения взвешенных наносов. Из-за того, что существует эффект гистерезиса, взвешенный груз для данного расхода может принимать два значения: одно представляет опускающуюся ветвь, другое — поднимающуюся ветвь гидрографа.

ИЗМЕРЕНИЕ ПРОЦЕССОВ В ЭКСПЕРИМЕНТАХ

Скорости процессов измеряются или путем наблюдения результатов определенных процессов, что проявляется в изменении переменной, или вычислением их, используя известные законы для получения скорости. В первом случае мы наблюдаем траекторию тела в пространстве и используем перемещение в качестве меры приложенной силы; во втором — получаем силу, вычисляя произведение массы на ускорение. В обоих случаях процесс есть результат приложения силы. Если скорость действия выражена в единицах длины и времени, то ее свойство описывается как кинематическое; если в описании используется масса — ситуация описывается как динамическая.

Простейший уровень, на котором могут быть измерены процессы, заключается в порядковой шкале [ср.: Krumbein, Graybill, 1965]. Она применяется в том случае, когда скорости расположены в некоторой последовательности. Например, мы могли бы определить движения масс обломочного материала как очень медленные (1), медленные (2), средние (3), быстрые (4) и очень быстрые (5). Последовательное расположение чисел на порядковой шкале не означает равномерного изменения изучаемого свойства, и различие в скорости между (1) и (2) не обязательно равно различию в скорости между (2) и (3). Очевидно, уровень информации здесь чрезвычайно низкий. Не считая подсчета числа случаев, наблюдаемых в таком классе скорости, имеется еще только одна полезная информация — можно определить класс, в котором среднее значение (50%) понижается. Медианное значение для скоростей грязевых течений может попадать в класс «быстрых» движений, значение для быстрых глинистых потоков — в класс «средних» и скорости медленного перемещения грунта вниз по склону — в класс «очень медленных» движений. Пример приведен Варисом [Varnes, 1958] (рис. 5.1).

Наиболее полную информацию о процессах можно получить при измерениях по шкале отношений, что является целью большин-

ства исследований. Такие данные можно получить всегда, поскольку вместе с другими переменными измеряется и время.

Очень важно иметь в виду, что данные о скоростях процессов могут быть различными, если они получены посредством прямого измерения процесса или путем каких-либо вычислений. В первом случае основные трудности заключаются в определении случайной или систематической ошибки измерения. Во втором случае, кроме того, могут быть упущены из вида какие-либо аспекты и трудности датирования. Прямое измерение в течение многих лет присутствует в исследованиях флювиальных процессов как в естественной природной обстановке, так и в лабораторных экспериментах. Несколько десятков экспериментов в других разделах геоморфологии проделаны при особом внимании изучения скоростей, таких, как склоновые и ледниковые процессы и выветривание.

При изучении скоростей процессов, протекающих в искусственной среде в лаборатории, возникает, пожалуй, ряд особых проблем, связанных с соблюдением подобия. Эта процедура кажется интуитивной из-за явной простоты управления переменными, которые определяют скорости действия процессов. Однако, как указывает Кинг [King, 1972], если для результатов

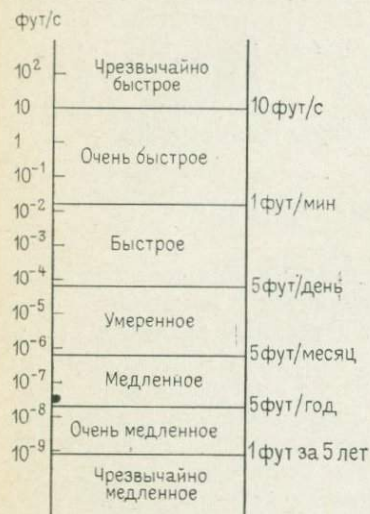


Рис. 5.1. Пример порядковой и интервальной шкал для классификации перемещения грунтовых масс [Varnes, 1958]

эксперимента нельзя найти прототипов в реальном мире, то можно считать, что такие результаты не имеют практической ценности. Особенно справедливо это в тех случаях, когда коэффициент подобия меняет не только скорости, но и механизм процесса.

Попытки преодолеть проблемы, связанные с масштабом, включают в себя геометрическое, кинематическое и динамическое подобия между моделью и природой и использование безразмерных чисел, таких, как число Фруда в гидравлике. В геометрическом подобии отношения длины λL в прообразе L_p и модели L_m одинаковы для всех элементов, и это выражается в виде $\lambda L = L_m/L_p$. Кроме того, мы имеем отношения подобия во времени λT и в массе λM . Кинематическое подобие подразумевает, что модели имеют фиксированные λL , λT , а в динамическом подобии — λL , λT и λM между прообразом и моделью.

Следует отметить два обстоятельства особой важности. Во-первых, правильного динамического подобия достичь невозможно, если прообраз и модель не имеют одного и того же размера. Это про-

исходит потому, что отношение λg — фактор пропорциональности для гравитации — всегда равно единице. Попытки преодолеть это обстоятельство [Schofield, 1971] включают в себя использование центрифуг большого размера, где могут быть проверены масштабные модели для различных значений g . Цель заключается в том, чтобы сделать сопоставимой гравитацию и размеры малой модели. Модели аккумулятивных откосов и оползней эффективно проверяются с помощью такого оборудования. В гидравлических моделях использование воды обычно подразумевает, что отношения вязкости и плотности будут в прообразе и модели сохраняться. Это обычно раскрывается во втором важном вопросе: что именно является несущественным для определенного масштаба при определении всех отношений? В искаженных моделях, применяемых в гидравлической технике, пропорциональность глубины часто отличается от пропорциональности ширины. В начале эксперимента эти два масштаба фиксируются, а остальное обычно логически следует из этого. Отношение между фиксированными масштабами является коэффициентом искажения модели. Динамическое подобие подразумевает пропорциональность между установленными единицами (например, давление донного срезания) и основными единицами в модели и прообразе. Особый интерес в этом контексте заключается в следующем: динамическое подобие подразумевает постоянство отношений во времени, что позволяет использовать модель для прогнозирования.

Скорости течения геоморфологических процессов часто изучаются в масштабных моделях. Из-за низкой скорости большинства процессов усилия экспериментаторов, вообще говоря, направлены на ускорение модели путем создания $\lambda T \gg 1$. Примером может быть определение скорости механического разрушения различных типов горных пород под действием мороза, приведенное в работе Уимана [Wiman, 1963]. Экспериментальная процедура обоих исследователей затрагивала температурные изменения в холодильной камере, а масштаб времени включал в себя колебания исландского (высокочастотного) и сибирского (низкочастотного) типа с одним циклом в день и одним циклом в 4 дня соответственно. Следовательно, для процессов учитывалась поправка на ускорение путем умножения на 90 во втором случае. Риск здесь заключался в том, что период «реконструкции» мог быть несоразмерен, а период, за который достигается новое равновесие, мог быть сокращен за счет входа в новый цикл.

Модели используются также для изучения скоростей в случаях, когда дожидаться события в природе непрактично или экономически невыгодно, даже тогда, когда масштаб времени не может быть «сжат». Это случай изучения воздействия атмосферных осадков на скорость эрозии почв в лаборатории или полевых условиях. Пространственные проблемы, описанные выше, здесь обычны, и проблема определения масштаба становится центральной в требовании получить соответствующие скорости ударов падающих дождевых капель с тех пор, как учет их количества движения был признан

необходимым при изучении скоростей поверхностной эрозии. Устройства, искусственно моделирующие дождь, также используются на открытом воздухе для тех же целей. Наиболее совершенные из них позволяют получить показатели степени для существующих математических зависимостей или лучше понять механизм рассматриваемых процессов. Статья Эмметта [Emmett, 1970] содержит обе эти цели и поясняет экспериментальный подход к изучению скорости течения геоморфологических процессов.

Указанное выше существенно в исследованиях на экспериментальных лотках, где имели место некоторые из наиболее сложных исследований скоростей. Это возможно лишь при тщательном контроле и пристальном внимании к проблемам определения масштаба, свойственным лучшим из этих экспериментов. Особый интерес представляет изучение скорости транспортировки осадков и особенно влекомых наносов из-за того, что теория перемещения влекомых наносов сравнительно хорошо разработана. Точное измерение влекомых наносов в русловом потоке для описания механизма сомнительно. Даже при работе на лотке есть значительные трудности в разделении и измерении влекомых наносов, хотя здесь трудности меньше, чем в реальных руслах. Для таких исследований свойственна процедура создания условий равновесия путем регулирования нижнего затвора лотка, получения постоянного течения и затем допущения о том, что уклон днища стабилизировался. Иногда время, необходимое для достижения такого равновесия, может длиться несколько дней. Транспортируемый осадок обычно перемещается в ящик-коллектор и затем взвешивается. Измеренное таким образом количество транспортируемых осадков затем сравнивается с силой течения, давлением сдвига, основанным на гидравлическом радиусе или глубине, и другими разнообразными мерами силы текущей воды. Примером такого исследования может служить работа Уильямса [Williams, 1967], который показал значительную важность поддержания постоянной глубины воды при получении уникальных связей между скоростью транспортировки осадков и указанными выше факторами.

ПРЯМОЕ ИЗМЕРЕНИЕ В ПОЛЕВЫХ УСЛОВИЯХ

В этом разделе мы не ставили перед собой цель охватить многочисленные и разнообразные полевые измерения скоростей, а остановились на некоторых из них, отображающих в последние годы тенденцию к наблюдениям такого типа. Одной из наиболее последовательных разработок в этом отношении является оснащение водосбора приборами по интернационально специализированным и согласованным планам под общим руководством Всемирной метеорологической организации. По нашим сведениям, работы ведутся на водосборах трех типов: бассейны с неизменными факторами формирования стока (тип покрытия, густота речной сети и т. д.); бассейны, в которых наблюдения проводятся на фоне обычных изменений (таких, как урбанизация), и те бассейны, в которых про-

исходят целенаправленные изменения, вызванные специально для их изучения. Вообще говоря, внимание исследователей концентрировалось скорее на гидрологических, чем на геоморфологических процессах, хотя есть исключения из этого [Gregory, Walling, 1973]. Основная проблема таких исследований заключается в быстрой смене представлений о течении процессов. При этом приходится принимать решение: выбрасывать ли дорогостоящие установки для проведения некоторого нового эксперимента или продолжать старый. Вторая проблема связана с решением вопроса: следует ли считать необходимым большое количество скромно оборудованных бассейнов или лучше хорошо оборудовать приборами некоторые из них. Выбор варианта часто находится в зависимости от финансовой возможности. Грегори и Уоллинг [Gregory, Walling, 1973] указывают, что затраты на эксперименты, разбросанность, репрезентативность, трудности сравнения и проверки изменчивости увеличиваются по мере переоценки данных, полученных с экспериментальных водосборов, хотя фактически сама их книга и изучение данных по малым водосборам [Gregory, Walling, 1974] равносильны доказательству полезности таких исследований.

С точки зрения геоморфологии важными факторами являются структура и синхронность стока и особенно относительная доля поверхностного, грунтового и подземного стоков в гидрографе. Это обусловлено тем, что они определяют скорость многих других процессов: транспортировки наносов, растворения горных пород и эрозии почв, обрушения речных берегов и т. д. В определенных ситуациях многие из этих переменных измеряются успешно и с незначительными затруднениями. Однако известно, что некоторые из них, имеющие решающие значения, с трудом поддаются измерению. Это касается количества транспортируемых наносов, изменения уклона днища, шероховатости русла и характеристик течения горных потоков.

Потребность в отборе проб влекомых осадков связана с тремя моментами: 1) общая информация, полученная на основе приборных измерений, для прикладных нужд, 2) специальная информация в отдельных областях, связанная с проблемами регулирования воды (например, на участках, занятых водохранилищами и электростанциями), и 3) данные для получения связи между гидрологическими характеристиками, геологическими отложениями и окружающей средой. Величайшую трудность представляет отбор проб донного материала. С геоморфологической точки зрения это пока еще одна из наиболее сложных проблем. Диапазон используемых здесь методов простирается от повторного ручного отбора проб и измерений на станции [см. Kellerhals, Bray, 1971] до методов, включающих в себя измерение скорости звука в воде [Hubbell, 1964].

Трудность измерения влекомых наносов имеет несколько причин. Во-первых, любое механическое приспособление, помещенное вблизи дна, будет нарушать течение и, следовательно, скорость перемещения наносов. Во-вторых, скорость течения воды и переме-

щения осадков в придонном слое обладают большой изменчивостью во времени и пространстве. Эта изменчивость теоретически означает, что в каждой точке необходимо делать измерения для определенного отрезка времени, а не «точечные» измерения. Наконец, из-за очень больших вариаций в размерах донного материала по поперечному профилю необходимо иметь возможность задерживать все движущиеся частицы в тех случаях, если они проходят через данный участок дна в течение данного отрезка времени.

Современные приспособления для опробования влекомых наносов описаны Грегори и Уоллингом [Gregory, Walling, 1973]. Основными приборами являются ловушки-ямки, щелевые, желобковые и корзиночные устройства для отбора проб. Хаббелл [Hubbell, 1964] приводит уровни эффективности для таких устройств, которые вносят, например, наименьшие нарушения. Для приспособлений типа ящиков или корзин он оценивает среднюю эффективность порядка 45%, тогда как щелевые устройства имеют среднюю эффективность от 39 до 75% в зависимости от скорости движения наносов.

В отношении транспортировки осадков возникает вопрос о скорости эрозии и аккумуляции. Здесь используется более разнообразный ряд приспособлений, хотя основная проблема отбора проб в водном потоке обычно остается. Один простой прием заключается в том, чтобы сделать повторные поперечные разрезы и затем получить последовательные различия по площади поперечного сечения. Затем для того, чтобы превратить площадь в объем, необходимо проинтегрировать полученные значения по всей длине русла, и оказывается, что поперечный профиль изменяется в пространстве так, что степень приближения зависит от их пространственного положения так же, как и от частоты наблюдений. Как указал Колби [Colby, 1964], многие наблюдения проводятся на участках, первоначально выбранных с точки зрения их пригодности для гидрологических измерений. Очевидно, данные, собранные на основе ширины водной поверхности, неоднозначны, так как она изменяется очень быстро. Включение пластиковых лент или цепей в дно временных водотоков некоторыми исследователями часто используется для определения глубины максимального размыва, однако проблемы здесь заключаются в том, что время максимального размыва может различаться вдоль русла и даже внутри одного и того же поперечного разреза.

Наконец, необходимо напомнить об измерении региональных скоростей эрозии (см. табл. 5.1, б), потому что они представляют только данные широко известных сравнений скоростей в различных климатических и литологических обстановках. Эти скорости получены на основании данных о взвешенных и растворенных наносах для того, чтобы выявить объем снесенного материала на единицу площади в течение данного времени с учетом предполагаемой его плотности. Вариации плотности (особенно, если считать, что почва эродируется), влияние человеческой деятельности в пределах водосборного бассейна и неопределенность скоростей сноса, ставят серьезный вопрос о полезности такой информации. Относи-

тельные скорости выноса осадков кажутся предпочтительными, хотя, конечно, этот способ также несет в себе все сопутствующие проблемы временных и пространственных вариаций.

Во всех скоростях действия в флювиальных процессах мы должны серьезно рассмотреть полезность современных измерений и роль длительности эволюции рельефа. Афоризм, что настоящее является ключом к прошлому, здесь, возможно, является более неопределенным и еще более опасным, чем в любой другой области геоморфологии. Поскольку знание скоростей существенно для изучения механизмов в современной окружающей среде, то можно привести некоторую критику. Главное возражение заключается в экстраполяции доказательств относительной значимости скоростей разных процессов. Имеются четыре причины для возражения: 1) как известно, окружающая среда в прошлом была весьма изменчива во времени и пространстве, 2) современные оценки многих скоростей, вообще говоря, низкого качества и имеют высокие стандартные ошибки, 3) мы имеем слишком мало доказательств, чтобы поддерживать предположение, что такие скорости представляют собой мгновенную реакцию на процессы, при условии, что возможна столь быстрая смена состояния систем, и 4) широко распространенное воздействие со стороны человека.

Как при изучении скоростей в геоморфологии и исследованиях эволюции склонов, так и при попытках определить отношения между формой и процессом эти проблемы являются не менее решающими. Однако в этом случае большое внимание уделяется (по меньшей мере, в последних исследованиях) скорее отношениям процесса и механизма, чем отношениям процесса и форм рельефа. В книгах Янга [Young, 1972], Карсона и Киркби [Carson, Kirkby, 1972], приведен хороший обзор технических проблем оценки скоростей. Мы рассмотрим здесь только два примера — определение скоростей течения внутри почвы и оценка скорости поверхностного смыва.

Скорости подповерхностного течения важны для понимания природы гидрографа и характерных особенностей подповерхностного стока, а также и для оценки подповерхностного растворения. Этой работе положил начало Уипкей [Whipkey, 1965], и с тех пор она проводится многими другими исследователями, включая Данна и Блэка [Dunne, Black, 1970] и Уэймана [Weyman, 1970]. Главное утверждение состоит в том, что различные почвенные горизонты задерживают воду, которая собирается перехватывающим устройством, стекает и измеряется. Кнэпп [Кнарр, 1973] подробно разграничил процедуры, включающие в себя две основные проблемы — проблему эффективного мониторинга грунтового течения и проблему минимизации воздействия измерения на естественное течение.

Измерительное устройство обычно состоит из канавы или ямы, выкопанной в почве, со сбором воды с поверхности вышележащих склонов на избранной глубине путем создания открытых каналов для дождевых вод (рис. 5.2, а). Иногда течение обеспечивается пу-

тем создания искусственного дождя. Для того чтобы направить течение в принимающий монитор, нижележащая поверхность почвенного горизонта подводится к «корыту» при помощи пластмассового защитного покрытия (рис. 5.2, б). Вода, увлекаемая из ямы, измеряется некоторым устройством, таким, как измерительный прибор с опрокидывающимся ведром.

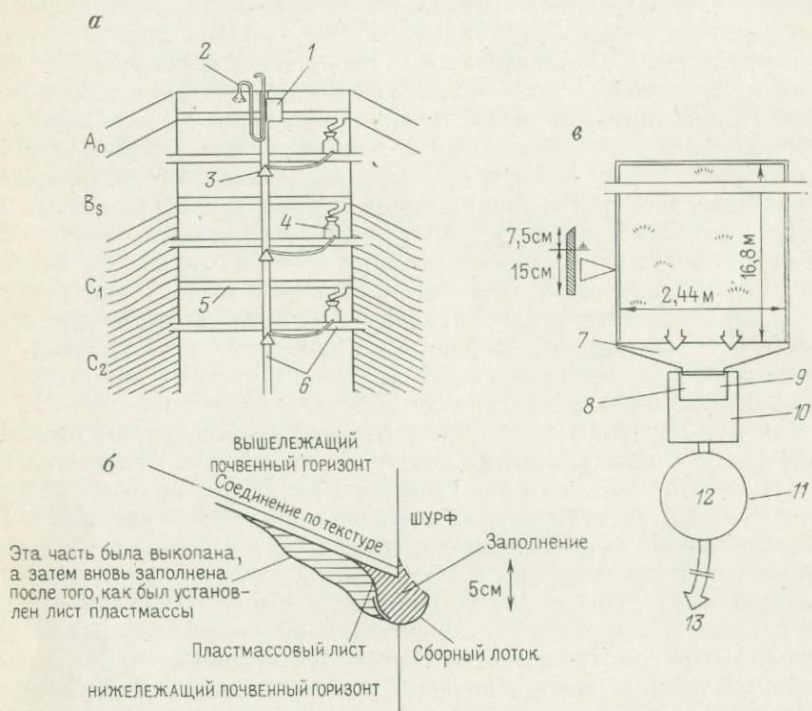


Рис. 5.2. Приборы, которые можно использовать при измерениях в грунтовых водах или для исследования вымывания почвы в полевых условиях.

а и б — детали полевых установок для отбора проб воды и наносов из почвенных горизонтов [Кларр, 1973]: 1 — распределительная коробка, 2 — тензометр, 3 — опрокидывающийся ковш, 4 — фильтр для наносов, 5 — желоб для сбора грунтовых вод, 6 — опорная стойка. в. Эрозия почвы и поверхностный водный сток [Gregory, Walling, 1973]: 7 — собирающий порог, 8 — фильтр для наносов, 9 — резервуар 1, 10 — резервуар 2, 11 — резервуар 3, 12 — резервуар для опробования илстых частиц, 13 — резервуар 4 — цилиндр-хранилище (2728 л)

Измерение скоростей поверхностного смыва обычно проводится с помощью корыта-коллектора (рис. 5.2, в), изменение высоты измеряется по отмеченным рейкам (рис. 5.3) или следящими устройствами. Два последних способа являются мерами «точной» эрозии и перемещения частиц в единицу времени соответственно. Первый способ измерения является объемным. Выбор местоположения профилей зависит от исследуемого вопроса, но Международный географический союз пытается координировать работы в этом направлении [Leopold, Dunpe, 1971]. Лотки для сбора осадков на склоне обычно состоят из удлиненной металлической коробки, в

которую склоновые осадки могут попасть через нормальную поверхность и из которой потеря почвы может происходить без потери осадка. Само наличие такого устройства вызывает ускорение эрозии, хотя ее можно скомпенсировать при помощи бетонного порога. Сейчас широко используются эрозионные бочонки. На рис. 5.3 показаны результаты измерений на задней стенке грязевого оползня. На склоне установлены стальные стержни длиной 1 м и диамет-

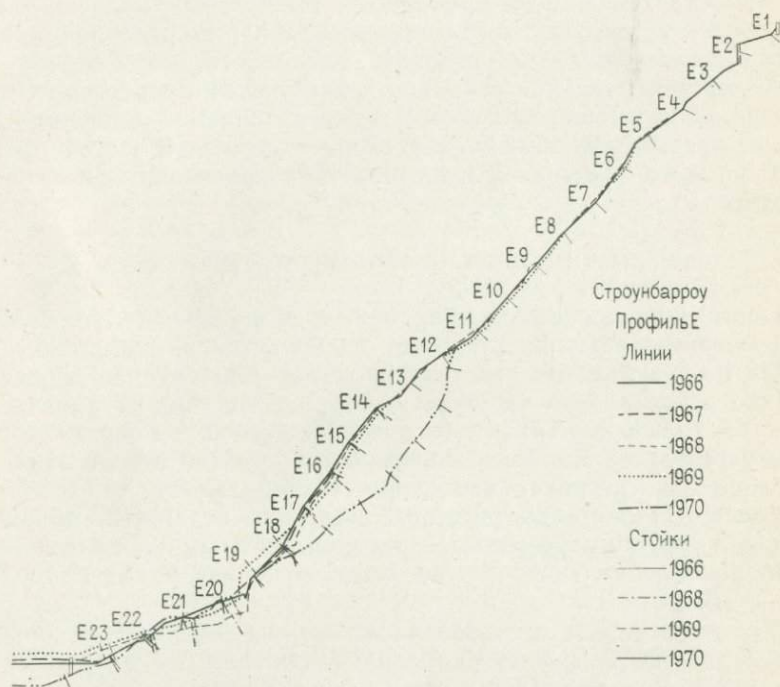


Рис. 5.3. Использование эрозионных стоек для измерения скорости деградации быстро развивающегося глинистого склона [Brunsdon, 1974]

ром 0,5 см, по которым измеряется степень обнажения. Иногда на стойках помещается прибор для измерения наносов, и можно зарегистрировать максимальную потерю грунта, которая предшествует фазе отложения. Такое устройство было использовано Леопольдом, Эмметтом и Майриком [Leopold, Emmett, Murgick, 1966]. Наконец, были сделаны попытки оценить движение маркированных камней или радиоактивных меченых атомов. Шумм [Schumm, 1964], например, наблюдал движения в каждом классе размеров и умножал их количество на объем для каждого из классов, присутствующих в склоновых отложениях. Подобным образом изучалась и скорость движения вниз по склону обломков под действием плоскостного смыва согласно размеру обломков и углу наклона склона.

Эти примеры дают полезный совет, но лишь частично раскрывают большой диапазон попыток измерить скорости процессов. Они

поясняют основные трудности, включающие в себя кроме отбора проб инструментальные ошибки и ошибки наблюдателя, и представляют главным образом скорее изучение механики процесса, чем попытки получить долгосрочные изменения. Это все примеры ситуации, когда процессы протекают весьма быстро и в количествах, которые могут быть измерены. Более трудными являются те исследования современных скоростей, которые связаны с очень медленно протекающими процессами, такими, как медленное смещение масс на склонах, когда величина экспериментальной ошибки почти равна наблюдаемой скорости. Кроме того, как в случае медленно действующих, так и быстро действующих процессов не всегда ясно, какие именно процессы являются причиной движения. Для всех них реальные наблюдаемые скорости большей частью превосходят рассчитанные, особенно там, где затрагиваются механизмы процессов.

ВЫЧИСЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ПРОЦЕССОВ

Там, где нет достаточного времени и оборудования, чтобы измерить скорости, обычная практика заключается в вычислении скоростей из результатов действия процесса или группы процессов. Обычно действующие процессы и места активного их проявления известны только приблизительно и поэтому о них можно говорить лишь осредненно. Наиболее полезное приложение метода заключается в оценках региональных скоростей денудации, где нам требуется знать: 1) площадь, с которой получены осадки, 2) объем отложений, собранных с этой территории, и 3) продолжительность осадконакопления (которая, по предположению, равна продолжительности эрозии).

Для этого метода использовались методы определения скорости осадконакопления в водохранилище [Subcommittee on Sedimentation, 1953]. Водоохранилища были выбраны потому, что они захватывают большую долю твердого стока по мере заиливания. Конечно, твердый сток частично теряется из-за того, что задерживается плотиной, но это главным образом растворенная его часть. Существуют также трудности получения истинных значений при изучении объема. Для этого нужно было бы оценить плотность и скорость консолидации различных слоев. Эта проблема может быть решена в тех местах, где водохранилища случайно оказались спущенными. Некоторые исследователи пытались выразить количество наносов, задержанных в резервуарах, в качестве коэффициента общего выхода осадков в бассейне выше резервуара. Он носит название коэффициента передачи и, будучи выражен в процентах, обычно составляет менее 100%. Коэффициенты передачи зависят от точной оценки выноса твердого материала с вышерасположенной территории и описываются при помощи некоторого уравнения потери почвы. Встречаются цифры 5—60% — количество учтенной русловой и склоновой аккумуляций. Ее значимость может быть связана с формой бассейна, уклоном и стоком. Оценки с помощью коэффици-

ентов передачи, по-видимому, сомнительны, так как содержат большую возможную ошибку фактически во всех измерениях. Однако следует обратить внимание на наличие промежуточной склоновой и русловой аккумуляции, меняющей количество выносимого материала. В значительной мере эта промежуточная аккумуляция вызывает трудности в получении формального описания зависимости между климатическими переменными и выносом твердого вещества.

Скорости денудации оцениваются также из измерений объемов отложений очень разных, как, например, отложения континентального шельфа, дельты Миссисипи и отложения бассейнов рек Ганга и Брахмапутры [Menard, 1961]. Порядок величины ошибки в этих измерениях еще больше, так как содержит в себе проблему оценки возраста; кроме того, довольно трудно измерить количество вынесенных отложений. Есть промежуточный вид оценок, сделанных Миллером и Уэндорфом [Miller, Wendorf, 1958], который основан на измерениях объемов террасовых отложений в долине р. Тизик в юго-западной части США. Здесь горизонты датированы по ^{14}C и археологическим данным, причем основные трудности заключались в наличии стратиграфических несогласий. Доказательства перерывов в осадконакоплении отсутствуют или их мало. Аналогичные попытки делаются для получения информации о скорости нарастания пойм в историческое время.

Делаются попытки получить общие скорости денудации, исходя из данных об эрозии. Основное предположение заключается в том, что подсчитывается объем материала, перемещенного за известный период времени. В этом случае проблемы получения датировок встают более остро, и они усложняются необходимостью реконструкции первоначальной поверхности. Успех такой реконструкции зависит от простоты или, иначе говоря, от рассматриваемых форм рельефа. Ракстон и Мак-Дугалл [Ruxton, McDougall, 1967] датировали вулкан Гидрографа на северо-востоке Папуа с помощью калий-аргонового метода, получив дату в $0,56 \pm 0,06$ млн. лет. Вулкан в первом приближении круглый в плане, с радиальным рисунком глубоко врезанных консеквентных водотоков. Его существующая форма и форма, реконструированная для периода перед началом эрозии, были получены при помощи аэрофотоснимков и, соответственно, путем генерализации контуров. Авторы допускают, что процессы сооружения вулканического конуса закончились до начала эрозии и первоначальная форма вулкана была симметричной. Вычитание двух карт по профилям (рис. 5.4) позволило получить изменения в скорости денудации в зависимости от высоты так же, как и общей скорости денудации. Практика оценки величины денудации между эпизодами поднятий также является обычной в хронологии, хотя здесь реконструкция основывается на изопакхитах и на допущении о том, что сооружение формы закончилось до начала денудации, что доказать более трудно.

Скорости отдельных процессов также выводятся для более длительного срока. Дьюри [Dury, 1964 a, b] пытался вывести скорости

стока (и атмосферных осадков) прошлого из гидравлической геометрии речных русел. Он показал, что современные меандрирующие реки иногда текут по аллювиальным грунтам, которые связаны с меандрами долины, и находит, что в низменной Англии длина волны долинных меандр примерно в 9—10 раз больше длины волны русловых меандров. Используя связь между длиной волны меандра и расходом воды на стадии максимальной емкости русла, Дьюри полагает, что расход был примерно в 50—60 раз больше, чем в настоящее время. Другой пример — это оценки скорости раз-

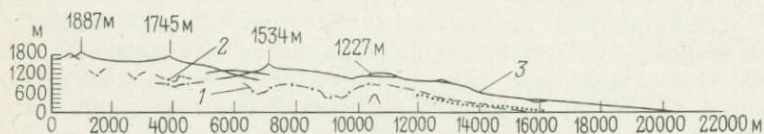


Рис. 5.4. Пример попытки измерения общей скорости денудации, исходя из морфологического показателя, когда объем материала, удаленного за известный период времени, оценивается на основе рассмотрения уровней поверхности, последовательных во времени. Вулкан Гидрографа, Папуа [Ruxton, Mc Dougal, 1967].

1 — предполагаемые главные долины, 2 — предполагаемые профили долин, 3 — предполагаемая первоначальная поверхность

вития дренажной сети путем анализа рисунка речной сети на моренных отложениях различного возраста, выполненных Руэ [Ruhe, 1954].

В гляциальной геоморфологии в период, предшествовавший современному, определение скорости действия процессов с помощью вычислений было особенно важным, хотя и здесь некоторые процессы (такие, как отступление ледника) могли быть объектом прямого наблюдения. Оценка скорости отступления и наступания ледников включает в себя установление временных интервалов между событиями, известными как последовательные, такие, как формирование морен при отступании ледника. Из этих данных о скорости процесса делаются выводы, касающиеся климата как причины этого явления. Результаты изучения скорости отступления ледников для относительно недавних отрезков времени становятся лучше по мере развития более точных методов датирования (см. гл. 2).

СКОРОСТИ ДЕНУДАЦИИ

Скорости денудации применяются в трех областях, интересующих геоморфологов:

1) региональные скорости, предназначенные для проверки макроскопических теорий об эволюции рельефа, климатической обусловленности процессов и различных переменных, которые определяют снос материала;

2) сравнительное изучение относительной роли разных процессов внутри отличающихся друг от друга сред для получения меры

главных управляющих параметров в исследованиях типа «процесс — отклик»;

3) исследования изменений отдельных процессов во времени с целью получения особых переменных, управляющих этими процессами.

Первый спорный вопрос в использовании региональных скоростей денудации связан с тем, что управляющие переменные зависят от масштаба. Так, в глобальном масштабе мы полагаем, что рельеф и атмосферные осадки влияют на величину изменений, тогда как в масштабе нескольких сотен квадратных миль, вероятно, более важными будут общий местный уклон рельефа, тип горных пород и местный растительный покров. Однако даже на этом самом низком уровне, особенно в районах с большими сезонными колебаниями климата, важной переменной остается и скорость выпадения осадков.

Глобальное значение рельефа и климата как управляющих переменных было исследовано Фурньером [Fournier, 1960], который показал, что основные различия существовали между областями высокого и низкого рельефа в 96 изученных бассейнах и что внутри них наиболее важной управляющей переменной является сезонность осадков. График связи атмосферных осадков — отношения квадрата количества осадков самого влажного месяца к средним ежегодным осадкам (p^2/P) — и количества выносимого материала для различных групп рельефа был получен с помощью регрессионного анализа и показан на рис. 5.5. Две переменные также вошли в отдельное эмпирическое уравнение следующим образом:

$$\lg F = 2,65 \lg \frac{p^2}{P} + 0,46 \lg \bar{H} \operatorname{tg} \Theta - 1,56,$$

где F — выход суспензированных осадков в год ($t/\text{км}^2/\text{год}$); \bar{H} — средняя абсолютная высота рельефа; Θ — средний уклон в бассейне. Эта модель не критиковалась в деталях, и хотя некоторые авторы [Fleming, 1969; Strakhov, 1967] имеют несколько иные результаты, которые не совпадают в абсолютных значениях, предполагаемые глобальные величины почти одинаковы.

В масштабе континентов Лангбейн и Шумм [Langbein, Schumm, 1958] показали опосредствованное влияние эффективных атмосферных осадков на вынос твердого вещества через растительный покров. Данные в масштабе материков показывают также удивительный контраст между выносом твердого материала в больших и малых бассейнах — разница, которая связана с различиями в коэффициенте передачи, воздействием человека на этот процесс и местным влиянием литологии.

Большой интерес представляет исследование Люстига и Буша [Lustig, Busch, 1967], где также использовались изменения количества взвешенных наносов внутри отдельного бассейна. Изменения в бассейне отражают скорости выпадения атмосферных осадков, а также пространственные и сезонные изменения инфильтрационной способности грунтов. Авторы также обращают внимание

на важность пространственных вариаций параметров. Например, они выяснили увеличение частоты встречаемости низкого уровня воды в верхних и средних частях бассейнов и уменьшение ее в низовьях в течение 1960—1963 гг. Геологическая и топографическая обусловленности означают, что одна часть этого бассейна поставляет материал со скоростью, вдвое большей, чем бассейн в целом.

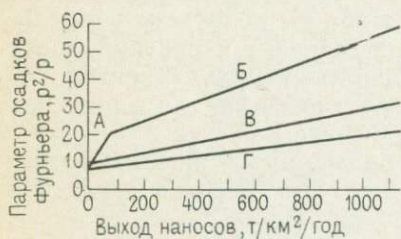


Рис. 5.5. Связь между количеством и интенсивностью выпадения атмосферных осадков и выносом отложений, выведенная Фурньером для определения различных климатических областей [Fournier, 1960]:

А — низкий рельеф, умеренный климат; Б — низкий рельеф, тропический, субтропический и семиаридный климат; В — высокий рельеф, гумидный климат; Г — высокий рельеф, семиаридный климат.

личению эрозионной активности. Фэйрбридж [Fairbridge, 1961] обращает внимание на то, что изменения в положении семиаридных и влажных тропических зон в прошлом и увеличение относительной площади материков со временем должны рассматриваться в любой попытке связать современные скорости денудации с долгосрочной эволюцией форм рельефа.

Третий спорный вопрос заключается в том, что эмпирически мы можем показать всеобщие тенденции в скоростях денудации, являющиеся результатом климата, рельефа и литологии в прогнозном смысле. Однако, если наша цель заключается в том, чтобы понять и объяснить эти управляющие переменные, то мы вынуждены рассмотреть отдельные процессы более детально, потому что разные виды процессов действуют с разными скоростями в разных областях.

Раппом [Rapp, 1961] было предпринято классическое исследование, посвященное определению относительной значимости различных процессов на одной территории за продолжительный период времени. Путем измерения и пространственной интеграции Рапп сумел представить данные о скоростях течения различных процессов и о том количестве материала, которое каждый из этих процессов перемещает в данный период времени в маленькой горной долине Каркеваге в Северной Швеции (табл. 5.4). Результаты показали, что главными процессами, являющимися причиной измене-

Второй основной спорный вопрос (о региональных скоростях) заключается в том, что согласно наиболее общим подсчетам современные глобальные скорости примерно в 7—8 раз больше тех, что существовали в геологическом прошлом [Menard, 1961]. Это связано с воздействием деятельности человека на эрозию почв, следующую за вырубкой лесов и расширяющейся распашкой земель [Brown, 1970]. Кроме того, в течение четвертичного периода происходили изостатические и эвстатические колебания, которые наложились на современные скорости денудации путем запаздывания реакции систем, что приводит к уве-

Относительная значимость различных рельефообразующих процессов в перигляциальной горной области [Rapp, 1961]

Процесс	Объем, м ³	Масса, т/км ²	Среднее перемещение, м	Масса в пересчете по вертикали, м
Обвалы	50	8,7	90—225	19 565
Лавины	88	15,5	100—200	21 850
Оползни	580	69,4	0,5—600	96 375
Осыпные движения	300 000	—	0,01	2 700
Солифлюкция	550 000	—	0,02	5 300
Осадки, растворенные текущей водой	150	26	700	136 500

ния рельефа, были (в порядке значимости): 1) транспортировка растворенного материала, 2) оползни и перемещение масс под действием гравитации, 3) грязевые лавины, 4) обвалы, 5) солифлюкция и 6) осыпные движения. Джекли [Jackli, 1957] в сравнительном изучении в верховьях Рейна (в его альпийской части) также показал важность растворенного твердого стока.

Хотя Корбель [Corbel, 1959] доказал высокие скорости растворения карбоната кальция в высоких широтах, преобладающее значение растворенного стока было неожиданным. В обоих случаях авторы указывают на ограничения в своих исследованиях и настаивают на том, что для соседних долин могли получиться неодинаковые результаты. До сих пор эта впервые проделанная работа превзойдена только двумя более поздними работами, полезными при меньшей детализации, и для более коротких периодов времени. Первая из них — это исследование Леопольда, Эмметта и Майрика [Leopold, Emmett, Murgick, 1966] р. Малой Арройо-де-лес-Фрижолес около Санта-Фе в штате Нью-Мексико, США. Эти результаты, так же как и результаты Раппа, основаны на прямом измерении и представляют собой количество отложений, вынесенное посредством различных процессов эрозии в различных физиографических обстановках в речном бассейне. Эта статья особенно полезна для обсуждения источников ошибки, включающих в себя то, что мы раньше называли пространственной интеграцией, т. е. распространением данных, полученных из точечных местоположений, таких, как денудационные рейки, на весь бассейн. Например, при оценке увеличения мощности осадочного чехла путем медленного перемещения грунта первоначальные данные получены с помощью денудационных реек, расположенных в крутопадающих овражных стенах. Они показывают, что эрозионные процессы перемещают материал пропорционально общей длине русла данной территории. Это было оценено в 70 миль (включая оба берега) и умножено на 28 куб. фут/миля склона/год, что дало значение 1960 куб. фут/год, или 98 т/год. Далее результаты этих исследований показали, что

98% отложений этой семиаридной области могли быть отнесены к действию поверхностной эрозии путем плоскостного смыва; относительная значимость же овражной эрозии и медленного смещения грунта была незначительной. Еще одно важное исследование такого типа — это работа Слэймакера [Slaymaker, 1972] для умеренного климата Центрального Уэльса, где особое внимание уделяется определению связи величины и частоты параметров с количеством отложений.

Вернемся, наконец, к некоторым исследованиям, целью которых является изучение отдельно процесса и изменения скорости его действия в пространстве и времени. В некоторых работах это изучается просто как наличие или отсутствие процесса на разных интервалах времени. Такова, например, основа карт Позера [Poser, 1948], который картировал остаточные морозобойные трещины и другие остаточные перигляциальные явления, включая инволюции* в Европе. Эти карты обнаружили прежнее более широкое распространение таких процессов в Европе в областях, где в настоящее время они не встречаются. В исследовании карста в Северо-Западной Европе Корбел [Corbel, 1959] пытался количественно показать, как процессы растворения могут различаться по регионам в соответствии с климатической обусловленностью и локально в соответствии с изменениями основных типов известняков. Не все исследования отдельных процессов подходят к проблеме с индуктивной точки зрения; некоторые, напротив, подходят к ней с чисто умозрительной точки зрения, обычно в непродуманной попытке связать процессы с такими климатическими переменными, которые при детальном анализе нельзя признать пригодными. Более современные попытки дедуктивно смоделировать роль разных климатических переменных в управлении процессами могут встретить больший успех. Мы подразумеваем здесь попытку Шумма смоделировать реакцию речных систем на изменение климата [Schumm, 1968] или дедукции Карсона и Киркби [Carson, Kirkby, 1972] о влиянии атмосферных осадков на процессы, формирующие характерные формы склонов. В конечном счете, любой обзор литературы покажет, что область геоморфологии, которая имеет однозначные данные для изучения пространственных и временных изменений процессов, связана только с флювиальными процессами, и даже здесь размах в значительной степени ограничен отдельными регионами земного шара, а именно Северо-Западной Европой, Северной Америкой, Индийским субконтинентом и территорией Советского Союза. Весьма странно, что неоднозначность данных о скорости современных процессов, предположения о скоростях в прошлом и предполагаемые отклики форм могут рассматриваться только с оговоркой, что они близки к сомнительным.

* Инволюция — одна из разновидностей деформации осадочных пород при мерзлотных процессах. — *Прим. ред.*

6. КАЧЕСТВЕННЫЕ ВРЕМЕННЫЕ МОДЕЛИ

Первая часть этой книги касается главным образом сбора и анализа информации об изменениях, происходящих во времени, и анализа этих изменений. Во второй половине книги мы обращаем внимание на создание разнообразных моделей изменения событий во времени. Модели — это по существу отображение (утверждение) действительности, сделанное с различной степенью абстракции. Они могут быть механическими, символическими или словесными. Игрушечный поезд можно рассматривать в качестве механического отображения настоящего поезда, которое включает в себя не только уменьшение в размере, но также и высокий уровень абстракции. Уравнение регрессии вместе с соответствующими статистиками связи является символическим представлением статистических отношений между двумя переменными. Утверждение: «Лед надвигался приблизительно до линии, проведенной от Бристоля к Финчли, и затем вновь отступил» представляет собой очень сильно упрощенную модель в форме устного утверждения.

Модели весьма сходны с теорией, и действительно некоторые люди рассматривают все модели в качестве теории, и наоборот. Харвей [Harvey, 1969] объясняет этот вопрос путем доказательства, что модели не достигают уровня теорий, поскольку «...модель становится теорией о реальном мире только тогда, когда в нее включен отрезок реального мира». Это включение данных реального мира в модель почти неизменно означает в геоморфологии обеспечение численных данных в форме параметров или переменных величин, точечное положение объектов и событий во времени и т. д. Таким образом, можно предположить, что модели развиваются в теорию, а качественные модели развиваются в количественные модели, которые, в свою очередь, могут развиваться в теорию.

Другой источник беспорядка связи с использованием термина «аналог». Чорли [Chorley, 1964] — известный авторитет истории и философии геоморфологии — рассматривает все модели в качестве аналогов. Однако кажется предпочтительным сохранить этот термин для моделей, в которых физические компоненты могут быть полностью несходными с фактическими данными или теорией, которую они представляют путем структурного подобия.

Может быть, более полезно рассматривать модели с точки зрения функции, которую они выполняют, так как множество определений, типов, формальных процедур построения модели и обращения с ней тесно связаны с функциями, которые они выполняют (табл. 6.1).

1. На концептуально простейшем уровне модели связей между собранными данными используются индуктивно в открытии теории, гипотезы или закона. Исследование начинается с анализа набора

Классификация моделей на основе выполняемых ими функций
[видоизменено, по Harvey, 1968]

Тип	Функция	Пример
1	$D \rightarrow M \rightarrow T, H, L$	Модели структурных связей. Законы Хортона
2	$T, H, L \rightarrow M \rightarrow D$ (настоящее)	Аллометрический рост. Теория топологических случайных сетей
3	(а) $T, H, L \rightarrow M \rightarrow D$ (будущее) (б) D (прошлое) $\rightarrow M \rightarrow D$ (будущее)	Математические модели склонов Стохастическое прогнозирование в гидрологии
4	(а) $M \rightarrow T$ (б) T (старая) $\rightarrow M \rightarrow T$ (новая)	Дедуктивное моделирование. Модели быстротекущих случайных процессов Расширение и (или) перестройка закона Дарси
5	$T, H, L \rightarrow M$	Модель Дэвиса. Модель изменения берега

Примечание: D — данные, M — модель, T — теория, H — гипотеза, L — закон.

данных, собранных зачастую с иной целью, и определения структур связи, которые своими характерными особенностями наводят на особую гипотезу о связях между переменными. Этому типу работы в количественной области положили начало Стралер [Strahler, 1950] и Мелтон [Melton, 1958]. Такой подход нашел свое наиболее полное развитие в изучении гидравлической геометрии русел потоков и был критически пересмотрен Чорли и Кеннеди [Chorley, Kennedy, 1971] с позиции теории систем. Примером перехода от модели к теории в этой области может служить работа Шумма [Schumm, 1954]. Во временном аспекте развитие модели наступания и отступления ледников, в конце концов приводящее к теориям изменения климата, происходит очень похожим, хотя бы в начальной стадии, но более качественным путем.

2. Другой вид использования моделей заключается в установлении той области, за пределами которой теория или закон могут иметь силу, примененную скорее по направлению к данным, чем от них. Если теория или закон используются за пределами набора величин окружающего нас мира, то какими будут верхний и нижний пределы такого применения? В качестве примера мы можем рассмотреть модель Волденбурга [Woldenburg, 1966] для аллометрического роста в ряде дренажных бассейнов, признавая, однако, что, несмотря на то, что какое-либо свойство имеет силу для площадей при наличии пространственной конкуренции, закон может не соблю-

даться для других свойств,— таких, как длина водотоков. При условии, что модель однозначно представляет теорию, неудобство модели в приспособлении к реальному миру будет проявляться в несоответствии в области теории, т. е. в данном случае теория не применима.

3. Сходным видом исследования модели, движущейся от теории или закона к данным через модель, является прогнозирование. Этот вид использования обсуждается главным образом в гл. 7 и 8 и включает в себя точно определенные временные переменные. Если, например, мы принимаем физические законы ньютоновской механики и моделируем процессы реакции речной системы на разрушение плотины, то, задавая характеристики русла, путем решения характеристических уравнений можно предсказать временную и пространственную траектории вытекающей водной волны. Большое число математических моделей разрабатывается для предсказания поведения реальных переменных в особых условиях. Некоторые из этих моделей рассматриваются в гл. 7. Если они будут выдвинуты в виде формальных вероятностных процессов (таких, как марковский процесс или процесс инвенторный), то модели будут называться стохастическими. Эти и другие типы стохастических моделей рассматриваются в гл. 8. Особый случай представляет так называемый «черный ящик» или подход с позиции передаточной функции, в котором модель представлена уравнением, статистическим распределением или частотой отклика функции, которая с течением времени преобразует «входные» параметры в сигнал на «выходе». Такая модель может использовать в качестве входных параметров прошлые значения или брать значения, образованные моделью в любое определенное время, и подавать их обратно на «вход», так что «выход» объединяет результаты действия обратных связей. Эти различия показаны на диаграмме рис. 6.1. Очень интересны модели с отрицательными обратными связями, некоторое внимание уделяется также моделям с положительными обратными связями.

4. Есть два особых вида использования моделей, которые по своей важности превосходят все остальные. Во-первых, модели используются для создания теории в качестве промежуточной стадии в процессе дедукции. Во-вторых, они могут быть использованы для достраивания или расширения существующей теории путем добавлений или изменений и их проверки для установления новой теории. Основанием для особой важности этой функции модели является то, что модель или пытаются разрушить старое основание, или достраивает его. Такая теория будет лишь незначительно «новой» в действительном смысле этого слова. Остроумные и эффектные «скачки» уносят исследуемую тему вперед, иногда даже к новой теории, как это было с работой Бэгнольда о транспортировке наносов [Bagnold, 1966]. Примером расширения теории путем ее достраивания может служить определение Киркби [Kirkby, 1971] модели непрерывности для транспортировки наносов, предложенной Джилбертом [Gilbert, 1877]. Достраивание теории здесь не

только открыло формальную систему для проверки модели действительностью, но и дало ей более широкое развитие с точки зрения процесса.

5. Наконец, модели могут использоваться для выражения сути сложной теории и часто приводят к стиранию различий между моделью и теорией. Так, например, модель Дэвиса, как обычно учат в школах, представляет собой только один из нескольких возмож-

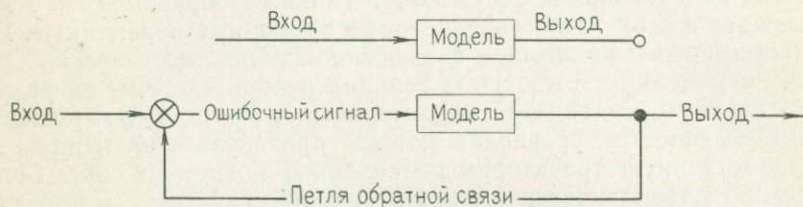


Рис. 6.1. Диаграмма типичного подхода типа «черный ящик» или передаточной функции в геоморфологии, когда входной сигнал преобразуется в выходные параметры на протяжении времени, и «петля» обратной связи действует внутри модели в любое заданное время

ных случаев недостаточно разработанной, но от этого не менее сложной теории развития форм рельефа. Некоторые исследователи приводят доводы в пользу того, что в сущности работа Дэвиса никогда не достигнет стадии выше построения модели. Однако остается неоспоримым то, что почти каждый учитель географии в первой половине века видел в ней, как и в моделях Пенка и Кинга, основу для объяснения широкого разнообразия существующих форм рельефа, позволяющую проследить их эволюцию.

Как было указано выше, три типа функций, которые выполняют модели, оставляют без внимания тот факт, что модели иногда выполняют одни функции хорошо, а другие — недостаточно хорошо. Иногда возникает путаница в том случае, когда требуется, чтобы модель, созданная для использования ее с некоторой целью, выполняла и другую роль. Модели, применяемые индуктивно для того, чтобы продвинуть вперед теорию, часто используют в качестве объяснительных моделей для первоначальных данных, иногда даже без развития каких-либо теоретических размышлений.

Второй источник путаницы возникает из факта, что одна и та же модель имеет разные функции по мере развития области исследования. Основная модель Дэвиса в разное время выступала в качестве стадии в процессе построения теории [Davis, 1899], главной обучающей моделью [Johnson, 1919], источником утверждения гипотезы [Brown, 1960] и основой для расширения и достраивания [Carson, Petley, 1970].

Чорли [Chorley, 1967] является автором типологии моделей, используемых в геоморфологии, где он вводит понятие «карты» рельефообразования. Оно основано не на отображении, а на «мыслительном процессе абстракции и принятии решения», в результате которого разделяются системы природных аналогов, физические и

общие системы. Системы природных аналогов — это системы, в которых сходная система, как полагают, лучше известна или в некотором отношении более легко наблюдаема, чем первоначальная. Выделяют исторические и пространственные аналоги. Исторические аналоги принадлежат к наиболее точным качественным временным моделям, описанным в этой главе. С точки зрения философии подхода мы различаем и другие временные модели. Наше разделение не идентично тому, что было сделано Чорли. Не менее общие системы физических уравнений из гл. 7 и общие системы из гл. 8 могут быть хорошим ориентиром.

Харвей [Harvey, 1969] считал чрезвычайно полезным ряд «процедурных правил», однозначно действующих в качестве ориентира и по которым можно до некоторой степени оценить существующие системы:

1) предложенная функция модели должна быть определена однозначно;

2) функцию нельзя изменять без соответствующих оснований;

3) моделей с более чем одной возможной интерпретацией (например, регрессионные модели) или же тех, для которых теория развита слабо, следует избегать или они должны быть улучшены;

4) модель должна отождествляться с одной и только одной теорией;

5) заключения, полученные из рассматриваемой теории и после работы с моделью этой теории, не должны быть приняты автоматически, если только модель не отождествляется с теорией или сфера модели и ее отношение к теории могут быть определены полностью;

6) там, где модель применяется для прогнозирования, полученные заключения полностью приемлемы только тогда, когда модель имеет однозначное теоретическое подтверждение;

7) многочисленность функций, типов и определений, дающих общее представление модели, должна быть оценена в каком-либо проекте исследования.

ВРЕМЕННЫЕ КАЧЕСТВЕННЫЕ МОДЕЛИ

По мере изменения парадигм меняются и те рамки, в пределах которых мы определяем область затрагиваемых тем, вид используемых моделей и принимаемых решений. В настоящее время используется метод, в котором процесс изучается главным образом с возрастающим использованием математических и стохастических моделей. Вообще говоря, эти модели развиваются путем расширения более ранних моделей, которые были и остаются существенно качественными по своему характеру. Большинство современных моделей преследует цель проверки более ранних представлений с помощью некоторой количественной информации, которая особенно требуется там, где удалось установить возраст. В сущности все-таки суть довода обычно выражена в неколичественном виде. Допускается, что подразделение качественных моделей базируется на

нных критериях по сравнению со всеми другими временными моделями, хотя те же самые критерии можно было бы использовать и для детерминированных и стохастических моделей.

По существу качественные временные модели можно поместить в таблицу с учетом двух факторов (табл. 6.2). С одной стороны, модели имеют различные степени фиксированности во времени. Некоторые из них независимы от времени, хотя путем определения математических предположений таких моделей наблюдения могут быть выполнены только в том случае, если время меняется. Такие «плавающие» модели предполагают действие процессов, не зависящих от особых «рамок» времени, потому что в масштабе, в котором наблюдается ситуация, переменные, описывающие состояние системы, остаются по существу стационарными. В других чрезвычайно частных моделях события, объясняемые моделью, фиксированы относительно другого события, и здесь используется условная шкала абсолютного времени. Между тем есть модели, в которых относительное положение событий, как предполагают, имеет большее значение, но при этом абсолютная шкала времени не вводится. С другой стороны, существуют модели процессов, действующих совместно в одной модели (или предполагается, что они действуют), до описания отдельного процесса. Где-то в этом ряду процессы становятся более определенными при помощи предположения о климатической, структурной или тектонической причинной обусловленности. Вообще говоря, в построении временных моделей имеется тенденция движения от фиксированного к «плавающему» времени и от глобальных моделей к моделям отдельных процессов.

Введение времени необходимого, но не зависящего от фиксированных временной шкалой события, вообще характерно для моделей, в которых процесс или группа процессов и соответствующие формы являются: (1) по предположению уравновешенными в некоторых условиях динамической стабильности или равновесия за определенный период наблюдения, или (2) они наблюдались в масштабе времени, настолько коротком, что тенденции, которые подразумевают относительное положение, не являются наблюдаемыми или значимыми. Вообще говоря, модели этого типа объединяют предположение об отрицательной обратной связи для того, чтобы объяснить отсутствие тренда.

Особое допущение направленного изменения в «состояниях» системы, определяются ли они значениями переменных или морфометрией форм рельефа, объединяет идеи положительной обратной связи, предполагающей возрастающее отклонение от первоначальных условий. Изменения в «состояниях» систем предполагают достаточно длинный период для того, чтобы тренды можно было обнаружить и наблюдать, и связаны с циклическим изменением или распадом замкнутой системы за очень долгий срок. Здесь классическим примером является модель Дэвиса.

Модели с фиксированным временем иногда получают путем наложения модели с относительным временем на наблюдаемые события. В некоторой степени относительная модель, выдержавшая

Примеры формулировок различных качественных геоморфологических моделей

Статус времени				
	«Плавающие» модели равновесия (отрицательная обратная связь)	Модели в относительном времени (положительная обратная связь, или цикличность)	Модели в фиксированном времени	
Статус процесса	Глобальные модели или модели всех процессов	Модель динамического равновесия	Модель эрозионного цикла	Региональная модель хронологии денудации, например, для Юго-Восточной Англии
	Климатические, структурные или тектонические модели	Модель климатической обусловленности процесса	Климатические модели последовательности ледниковых и межледниковых периодов	Сложная региональная модель климатической обусловленности рельефа, например, для Центральной Испании
	Модели отдельных процессов	Модели развития склонов, которое лимитируется перемещением грунта или темпами выветривания	1. Модели ледниковой эрозии с положительной обратной связью 2. Сезонные циклы выноса растворенного твердого вещества	Региональные модели ледников, побережий, террас и уровня моря

проверку при наблюдении событий во времени, приобретает статус теории. В других случаях модели с постоянной шкалой времени служат в качестве индуктивного подхода к созданию теории. Примером первого могут служить попытки Л. С. Кинга [King, 1962] использовать в своих целях особую модель, как пока еще не подтвержденную соответствующей теорией, для анализа последовательного развития форм рельефа в Великобритании; пример второго типа — модель цикличного, но всеобщего понижения уровня моря в течение четвертичного периода, принятая Цойнером [Zewner, 1952].

В настоящее время среди геоморфологов принято создавать модели с «плавающим» временем. Есть две хорошие причины. Во-первых, доказано, что мы еще не умеем достаточно точно фиксировать события во времени в течение длительного периода и, следовательно, проверять относительные и точно фиксированные модели. Во-вторых, предположения, облегчающие построение модели (например, о равновесии какого-либо вида), могут быть недействительными потому, что не определены параметры, изменяющиеся во времени. Допускается, что улучшение модели путем введения отрицательной обратной связи приводит к лучшему пониманию развития форм за большой отрезок времени.

Ниже основные типы качественных моделей обсуждаются с тех же самых точек зрения. Примеры предназначаются для иллюстрации не только природы качественных моделей, но и для того, чтобы показать некоторые из важных областей исследования в геоморфологии, начиная с середины нашего века.

ГЛОБАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ

Модели равновесия

В модели эволюции форм рельефа основные предположения исходят из следующего: а) период быстрой и скоротечной реакции системы на окружающие условия сменяется длительным периодом существования изменившихся форм рельефа, б) изменение форм происходит непрерывно по определенной траектории эволюции рельефа с течением времени с непостоянной скоростью.

Джилберт [Gilbert, 1877], как правило, приписывает развитию макроскопическую модель эволюции форм рельефа, в которой флювиальные и склоновые процессы, взятые вместе, обеспечивают равновесие (равное действие) между коэффициентом эрозионной активности, зависящим от уклона, и коэффициентом устойчивости, зависящим от структуры. В некоторой степени любое изменение или нарушение какой-нибудь части системы проходит через речной бассейн, форма становится универсально приспособленной к процессу и «повсюду внутри системы есть взаимосвязь».

Хак [Hack, 1960, 1965, 1966] интерпретировал облик рельефа Аппалач с точки зрения динамического равновесия, так как он не

мог отделить в этом регионе пенеплены от циклических поверхностей. Модель основана на принципе динамического равновесия, демонстрирующем, что при равновесии рельеф может быть рассмотрен как часть открытой системы, которая находится в устойчивом состоянии равновесия и в которой любой склон и любая форма приспособлены друг к другу. Изменения в топографической форме имеют место в случае нарушения условий равновесия, а не при наличии особого цикла или последовательных стадий изменений, при которых формы неизбежно развиваются так, как предполагалось Дэвисом и позднее большинством геоморфологов. Различия в форме от места к месту объясняется различиями в коренной породе или в процессах, которые на них протекают. Изменения, которые имеют место с течением времени, представляют собой результат изменений в окружающей среде или в рисунке и структуре коренных пород, обнаженных по мере понижения эрозионной поверхности [Наск, 1960]. Хак полагает, что если когда-либо условия динамического равновесия были достигнуты, то для некоторого промежутка времени они будут оставаться по существу неизменными, пока будут постоянными внешние условия. Для Аппалачских гор Хак выявил выровненный хребет и лощинную топографию, а не реликты первичных условий равновесия. Остатки эрозионных поверхностей не использовались для интерпретации процессов эволюции рельефа. Отсюда следует, что время достижения динамического равновесия, как установлено, является механизмом эволюции рельефа; одновременно это предполагает наличие быстрых изменений на начальных этапах истории. Исследователь чаще обращает внимание на относительно-временные аспекты, чем на аспекты равновесия, и концентрирует свое внимание на изменениях во внешних факторах и времени релаксации.

В некоторых исследованиях склонов [Hutchinson, 1967; Welch, 1970; Brunnsden, Kesel, 1973] авторы надеются формализовать относительную модель и фиксировать ее во времени, доказывая для особых процессов и свойств пород наличие в исходном периоде быстрого приспособления, который сменяется длительными периодами сохранения форм в неизменном виде. Они заявляют, что это полностью объяснимо с точки зрения свойств склоноформирующих материалов в данном наборе внешних условий. При изучении диастрофической истории и эрозионных поверхностей Африки Кинг [King, 1955] и Пью [Pugh, 1955] доказывают, что изостатическая компенсация вследствие эрозии поверхностного материала будет иметь место, обнаруживая существование динамического равновесия. Авторы современных работ в Новой Гвинее [Twidale, 1968; Pain, 1973] полагают, что такие условия соответствуют действительности. Здесь в области быстрого поднятия, тектонической нестабильности и большого количества атмосферных осадков сильная эрозия обломочного материала приводит к единообразному удалению обломочного материала из всех частей склонов параллельно отступанию и поддержке характеристик склона и остроконечной формы хребтов. Это является новым количественно охарактеризо-

ванным результатом в соответствии с принципом динамического равновесия.

Однако трудность принятия этой модели в качестве схемы для геоморфологического исследования, как нам кажется, лежит не столько в наличии или отсутствии эрозионных поверхностей, сколько в необходимости изменения масштаба времени и переходе к системе других переменных. Можно не сомневаться в том, что русла рек приспособяливают многие переменные своей геометрии для того, чтобы свести к минимуму воздействия изменений в любом из них, но это справедливо лишь частично на коротком промежутке времени, за который выполняются наблюдения такого типа. Сложные изменения в климате также означают, что «внешние» факторы не остаются одними и теми же, что приводит к сомнению не столько в законности модели Хака для коротких отрезков времени, сколько в возможности ее использования на более длительный срок. Однако модель оказывается единственно подходящей для тех исследований, которые объясняют быстрые достижения равновесия наличием отрицательной обратной связи. Кроме того, как существенное предложение они обеспечивают сильный антитезис к существующим точкам зрения. Наконец, модель привлекает внимание к распространенному мнению о том, что время действительно порождает изменение, что выдвигается на передний план взамен изучения отношений между изменением (или его отсутствием), процессом и формой.

♦ Модели циклов и модели распада

Если в моделях равновесия значения параметров, принятые для характеристики форм, лишь слегка колеблются около некоторой средней величины и всегда к ней возвращаются при помощи отрицательной обратной связи, то *в таком случае точка времени, в которой мы изучаем систему, является нематериальной**. Однако в моделях циклов и моделях распада предполагается, что изменения, имеющие здесь место, таковы, что система будет обладать различными очертаниями форм, если наблюдать их в разные моменты времени, другими словами, формы рельефа имеют *наблюдаемую* историю.

Такие циклические модели и модели распада в основном разрабатываются с целью: 1) понимания эволюции современных форм путем применения таксономии, основанной на существующих особенностях, 2) расширения геологической записи [Wooldridge, 1948] и 3) использования моделей в качестве критерия оценки продвижения особой площади вдоль эволюционной последовательности, которая определена моделью. Недавно были подробно вновь рассмотрены важнейшие научные идеи, в которых предложены наиболее важные модели, и мы отсылаем читателя к работам Стодарта [Stoddart, 1966], Чорли [Chorley, 1965] и Чорли, Данна и

* Из приведенной выше аргументации это не следует. — Прим. ред.

Бекинсейла [Chorley, Dunn, Beckinsale, 1964, 1973]. Последняя из них является наиболее исчерпывающим сообщением о жизни и работе В. М. Дэвиса.

Дэвис считал, что формы рельефа обусловлены взаимодействием трех переменных — структуры, процесса и времени, так что в определенных климатических условиях и по отношению к определенному базисному уровню развитие форм рельефа проходит через ряд стадий от юности через зрелость к старости. «Географический цикл, — говорил Дэвис, — можно подразделить на части неодинаковой продолжительности, каждая из которых будет характеризоваться амплитудой и разнообразием рельефа, а также темпом и суммой изменений, происшедших с начала цикла. Это будет: краткая юность с быстро возрастающей амплитудой рельефа, зрелость с наибольшими амплитудой и разнообразием рельефа, переходный период с относительно быстрым, но в целом медленным уменьшением амплитуды и неопределенно долгой старостью с слабо выраженным рельефом и крайне медленными его изменениями. Конечно, между этими стадиями нет переломов и каждая из них постепенно переходит в следующую, но каждая в то же время характеризуется определенными чертами, свойственными ей одной» (рис. 6.2, а).

Дэвис продолжил обсуждение влияния *случайных событий*, как климатических (ледниковых и аридных), так и вулканических, и *перерывов* в цикле, когда изменения базисного уровня, обусловленные относительными движениями суши и моря, ведут к возобновлению эрозии и, таким образом, к формированию полициклических, частично законченных, частично разрушенных поверхностей. Как и предполагалось, благодаря процессам снижения рельефа и выполаживания склонов, идеальный цикл стремится к созданию предпоследней базисной поверхности, или пенеплена, в пределах которого все склоны, выветрелый чехол и речные потоки находились бы в выположенных условиях (равновесие). Дэвис обнаружил, что эта особая модель столкнулась с трудностью недостаточного времени для формирования пенеплена, особенно в активных тектонических областях, и признал необходимость учитывать многоциклическое развитие для того, чтобы выровнять рельеф, каким он видел его.

Для многих геоморфологов модель Дэвиса образовала весьма ценную основу, необходимую для установления истории развития рельефа. Метод был простым. Во-первых, если поверхности или частичные поверхности могут быть сформированы, то они могут быть обнаружены, закартированы и размещены в последовательном порядке. Во-вторых, если территория прошла через несколько предшествующих циклов эрозии, то она будет содержать реликты рассеченных денудационных поверхностей, которые путем поднятия сформировали исходную поверхность для нового цикла. Путем составления плана этих остаточных поверхностей и проверки соответствующей высоты вершин можно их реконструировать. Представление о том, что территория может быть рассмотрена как омоложенная поднятием, но пока еще несущая следы своего предшест-

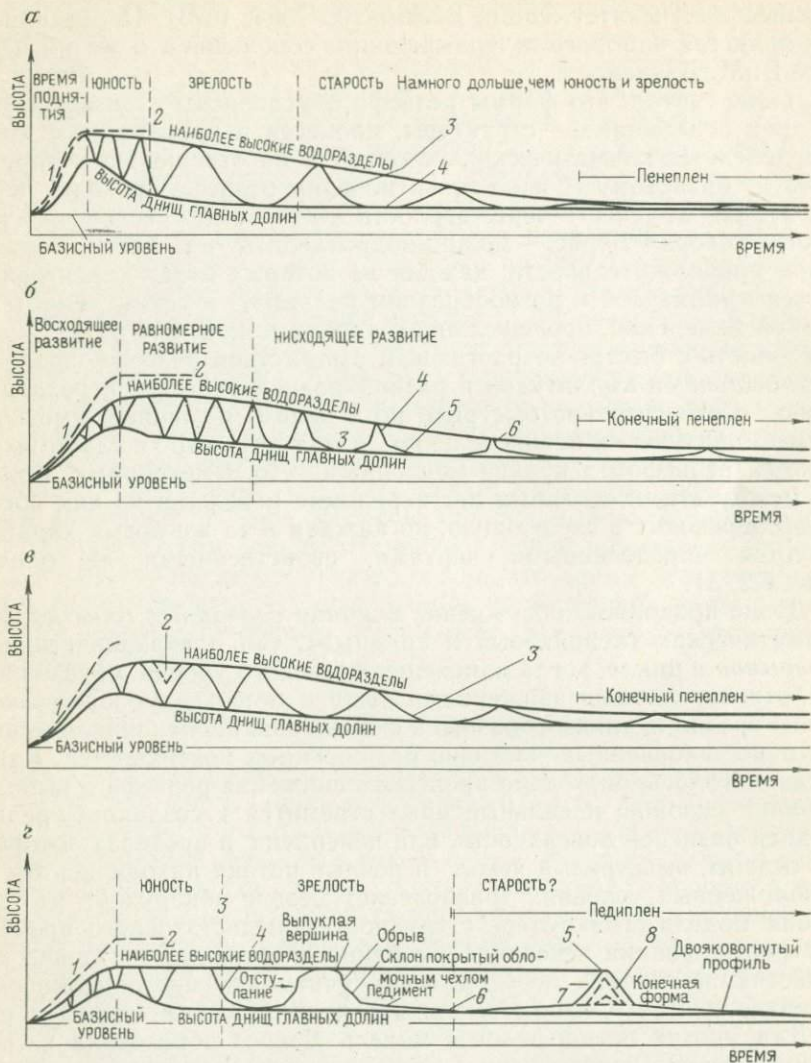


Рис. 6.2. Модели циклов эволюции рельефа, показывающие связь между относительными превышениями и временем. Предполагается, что базисный уровень остается постоянным во времени.

а. Модель Дэвиса [Davis, 1899]: 1 — быстрое воздымание, 2 — в дальнейшем поднятия нет, 3 — выпуклые и вогнутые склоны долин, 4 — развитие поймы. б. Вариант модели Пенка [Von Engel, 1942]: 1 — воздымание, 2 — в дальнейшем поднятия нет, 3 — форма склона, 4 — гравитационный склон — крутой откос (Vöschung), 5 — намывной склон — нижняя часть осыпного склона (Haldengang), 6 — островная гора. в. Альтернативный вариант модели Пенка [Penck, 1954]: 1 — воздымание, 2 — углубление долин до достижения максимального расчленения рельефа, 3 — вогнутые склоны, образовавшиеся при параллельном отступании «наклонных равнин». г. Интерпретация модели Кинга: 1 — в основном однородное воздымание может происходить небольшими скачками, 2 — в дальнейшем поднятия нет, 3 — врезание прекращается при достижении максимальной расчлененности рельефа, 4 — образовались «постоянные» устойчивые формы склонов, 5 — первоначальная поверхность может сохраниться до поздней стадии, 6 — размыв речных берегов, 7 — параллельное отступление склонов, 8 — снижение и выполаживание склонов происходят на последней стадии.

вующего состояния, сегодня до сих пор дискутируется, но используется для установления истории многих диастрофических и денудационных событий. В-третьих, если на поверхности можно найти датированные отложения или если обычными стратиграфическими методами их можно привязать к известным геоморфологическим событиям, отпрепарированным поверхностям или датированным морским осадкам, то история развития становится более точной и можно сделать сравнение с реликтами из других областей. В-четвертых, если запись эрозионной поверхности была бедной или отложения отсутствовали, то можно обратиться за помощью к исследованию рисунка дренажной сети.

Последовательность принятия исходной модели, прослеженной главным образом в последнем параграфе, воплощена в теории и практике денудационной хронологии. В основной модели критике подвергались четыре особо важных спорных вопроса:

1) неоднозначное теоретическое понимание — способа, который приводит процессы к последовательности, описанной моделью, — например то, что денудация прямо пропорциональна рельефу. В противоположность учению о географических циклах Пенк [Penck, 1924] и Кинг [King, 1957] представили альтернативные глобальные модели с относительным временем, основанные на очень разных, хотя и лучше определенных, механизмах модели;

2) стремление (по меньшей мере тех, кто следует учению Дэвиса) надеяться, что течение самого времени было каким-либо образом причиной последовательности событий;

3) недостаточность модели, когда она столкнулась с очевидной подвижностью земной коры, колебаниями климата и колебаниями уровня моря;

4) проблема допущения, что отдельная характеристика формы может быть создана с помощью одного и только одного механизма. Этот спорный вопрос еще не разрешен в большинстве геоморфологических исследований и по крайней мере в области проверки моделей — не менее верных современных математических моделей, чем модель Дэвиса.

Как замечает Чорли [Chorley, 1965], главное развитие денудационной хронологии действительно предшествовало циклической модели Дэвиса. Это была кажущаяся легкость, с которой хронологическая последовательность, может быть подогнана благодаря особенностям данной модели. Хотя недавние работы главным образом были связаны с сомнением в однозначности предположений о процессах, в то же время они показали, что некоторые из предположений в модели Дэвиса достаточно разумны [Schumm, 1956, 1963 a; Carson, Kirkby, 1972]. Другие авторы пытаются перестроить модель в свете более связанных доказательств процессов [Carson, Petley, 1970].

Причиной беспокойства среди последователей Дэвиса были модели, предложенные Пенком и Кингом. Первый * подвергал сомне-

* В. Пенк в своей книге модель Дэвиса не анализирует. — Прим. ред.

нию тектонические допущения, неясно выраженные в более ранней модели, и рассматривал развитие форм рельефа с учетом меняющихся скоростей тектонического поднятия. Модель Пенка содержит также понятие *первичных остаточных равнин* (*primärrumpf*), которое представляет собой крайний случай проблемы одновременной законченности, на которой мы останавливались выше (4). Первичная остаточная равнина — это форма, созданная при медленном воздымании поверхности, выровненной денудацией, так, что не происходило увеличения амплитуды рельефа.

Второй исследователь, Л. С. Кинг, поставил под вопрос предположения о процессе, сделанные Дэвисом, хотя признавал идею, что «вслед за созданием новой поверхности и ее тектоническим поднятием» рельеф будет выложен поверхностными процессами. Кинг, однако, основывал свою работу на неверном понимании Дэвиса. Он признавал идею Пенка о развитии склонов, описание склоновых форм Вуда [Wood, 1942], концепцию *предгорных лестниц* (*piedmonttreppen*) Пенка, сочетание *первичной остаточной* (многовыпуклой) *равнины* (*primärrumpf*) и *конечной остаточной* (многовогнутой) *равнины* (*endrumpf*), которые объясняются скорее прочностью коренных пород, чем скоростью поднятия. Ко всему этому он добавил модель, основанную на параллельном отступании склонов и ведущую к образованию педимента [Bryan, 1940].

Важным следствием для денудационной хронологии из этих работ было то, что временные отношения, полученные из моделей Кинга и Пенка, весьма отличались от полученных из модели Дэвиса (см. рис. 6.2, *a*, *b*, *в*). Поверхности могли иметь метакронный (трансгрессивный во времени) характер; откосы оставались молодыми до последней стадии в цикле, однако они были частью того же цикла, что и древние формы; в то же время последовательные циклы разного возраста могли быть срезаны денудацией, так что верхние части разных поверхностей, возможно, имели одинаковый возраст.

Глобальные модели в фиксированной шкале

Одна из особенностей модели Дэвиса, исходящая из более ранней работы Поуэлла [Powell, 1875], заключается в том, что эрозия обусловлена существующим рельефом, расположенном над базисом эрозии. Уровень моря представляли как простирающийся через континенты, хотя раньше обычно было не так. В идеальном цикле эрозионной модели этот базис эрозии, как предполагалось, был фиксированным в течение цикла (см. рис. 6.2, *a*), хотя Дэвис давал альтернативную модель, в которой развитие цикла было прервано, так что цикл осуществлялся только частично. Используя эти представления, исследователи денудационной хронологии стремились привязать свои полевые наблюдения к известным или выведенным изменениям базиса эрозии в результате или поднятия, или эвстатического изменения для получения новых моделей исто-

рического развития, которые были названы региональными хронологиями.

Одна из таких региональных моделей была создана Вулдриджем и Линтоном [Wooldridge, Linton, 1955] для Юго-Восточной Англии. Проследивая события среднего и позднего третичного времени, они выявили серию понижающихся базисов эрозии, перемежающуюся с более длинными периодами устойчивого положения

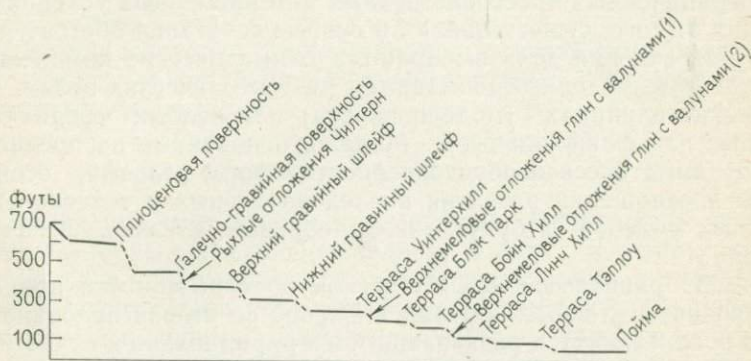


Рис. 6.3. Часть региональной модели для Лондонского бассейна, разработанная Вулдриджем и Линтоном [Wooldridge, Linton, 1955]. Модель показывает террасы, которые образовались при предполагаемом опускании уровня моря и в периоды его стабильного положения.

уровня моря, в течение которых развились частичные циклы вдоль главных речных русел территории. Доказательство для модели выводится из рисунка дренажной сети, сущности и распределения эрозивных поверхностей отложений, чем возраст известен или может быть разумно определен, и доказательства изменений уровня моря где-нибудь в другом месте, в частности в Средиземноморье.

До этого хронологическая модель точно установила тектонические и денудационные события в раннем и среднем третичном периоде. Основные особенности модели показаны в табл. 1.2 и на рис. 6.3. Эта модель служит образцом для хронологических исследований в Англии и только недавно была переоценена в области своего первоначального замысла [Jones, 1974]. Позднее модель была приложена к широко распространенным типам пород и географическим условиям в областях, где, как можно ожидать, интенсивное оледенение уничтожило все следы частичных циклов. Это подвержено критике под предлогами неоднозначного доказательства процесса (некоторые исследователи предполагают, что поверхности имеют, например, морское происхождение), неоднозначности датирования (особенно продолжительны дебаты о возрасте и происхождении ключевых отложений) и проблем в некоторых критических областях (особенно рисунок речной сети). Наконец, эту модель распространяют на области континентальной Европы и даже путем сравнения на Северную Америку [Brown, 1961].

Плавающая хронология

В отличие от глобальных моделей, которые касаются в основном независимых процессов, большинство моделей имеет до некоторой степени особый характер. Они, как предполагается, действуют в ограниченных пространственных или временных условиях, зависящих от того, существовали ли особые сочетания обстоятельств. Здесь для ведения дела выбираются климатические комплексы, а качественные модели основываются на тектонических зонах, литологических единицах (модели карста) или особых средах (прибрежные или флювиальные). Модели, основанные на предположении о климатической обусловленности форм рельефа, особенно важны в отношении развития последовательных и точечно-фиксированных моделей и будут, таким образом, служить в качестве примера.

Модели равновесия климатической обусловленности процессов были развиты главным образом в Европе во второй половине прошлого века и кажутся развивавшимися параллельно и отчасти беспорядочным образом вместе с относительной и фиксированной хронологиями. Доказательства были подчеркнуты Пельтьером [Peltier, 1950] и наиболее последовательно оценены Стоддартом [Stoddart, 1969]. Современный читатель имеет в своем распоряжении переводы наиболее важных статей [Derbyshire, 1973].

По существу доказательства заключаются в следующем:

1. Конкретный регион имеет данный климат, определенный в виде таких параметров, как средние годовые осадки, средняя годовая температура, распределение дождливых дней, частота и количество выпадающих осадков и т. д.

2. Действие конкретных процессов и особенно правила их действия в значительной мере предопределены климатом и, таким образом, могут быть охарактеризованы на основе определенных климатических параметров.

3. Комплекс определенных процессов, связанный с особым климатом, в результате дает своеобразный идентифицируемый ряд форм рельефа.

4. Как и в глобальных моделях равновесия, формы рельефа, как предполагается, быстро приспосабливаются (за период релаксации) к любому изменению в климатических параметрах и с этого времени остаются в равновесии с соответствующими параметрами.

Недостатки структуры лежат в отсутствии подтверждения этих четырех предположений, хотя индуктивно мы ставим под вопрос пригодность таких простых параметров, как средние годовые осадки или температура. Это представляет собой проблему усложненного и более глубокого понимания отношений между климатом и рельефом; основные отношения активно подвергаются проверке в соответствии с парадигмой исследования.

Намного большие опасения вызывают безоговорочное принятие этой всеобщей модели и ее применение в трех областях в качестве моделей для: 1) современных форм, которые, как кажется, находятся в противоречии с современными процессами, исходя из требования, что существующий рельеф можно понять только через климат прошлого; 2) объяснения последовательности форм рельефа в прошлом путем обращения к климатическим эпохам прошлого и 3) определения климата прошлого с помощью предположения о происхождении форм рельефа в прошлом.

Легкость, с которой тавтологические утверждения появляются в литературе, является мерой смешения этих трех моментов во взглядах многих авторов.

Соотносительные модели

Одна группа соотносительных моделей, связанных с климатическим фактором рельефообразования, это та, в которых рельеф развивается в данном климате через фиксированное направление стадий эволюции. Они непосредственно сравнимы с циклическими глобальными моделями. Дэвис полагал, что результаты «климатических случайных событий» будут моделироваться таким способом и сам описал циклы эрозии для аридных и ледниковых условий [Davis, 1905, 1906]. Эта идея снискала расположение нескольких исследователей [Peltier, 1950 — для перигляциальной модели; Vigot, 1960 — для общего тезиса, связанного с этим типом модели].

Другая, возможно, более важная группа моделей возникает из прослеженных предполагаемых серий изменений, имевших место в плейстоцене. В этом направлении проделана известная работа. Большая часть ее умозрительна и весьма плохо обоснована. Почти все модели сталкиваются с основной трудностью, заключающейся в том, что современные особенности, которые мы стремимся объяснить, — это те, которые доказывают, что климатические изменения были на первом месте. Это справедливо, если недоступна информация о климатическом изменении из альтернативных источников, таких, как анализ пыльцы. Кроме того, некоторые исследователи доказывают, что «повсеместная распространенность, интенсивность и число изменений климата в плейстоцене мешают развитию действительно климаксовых (динамическое равновесие) форм рельефа внутри большинства существующих морфогенетических областей [Gagner, 1968], подобных флористическим».

Важная модель для определения предполагаемого отклика русел рек и склонов в ответ на изменения климата была предложена Шуммом [Schumm, 1965], который использовал связь между атмосферными осадками, температурой, стоком и эффективными осадками и твердым стоком, определенным из данных, собранных главным образом на юго-западе США (рис. 6.4, а, б), и корреляцией форм и отложений на большие расстояния. Несколько существующих примеров кажутся лучше связанными со специфическими процессами, чем данные, используемые до настоящего времени.

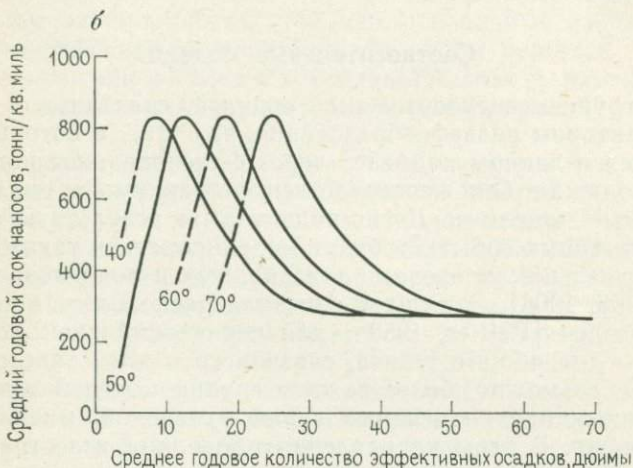
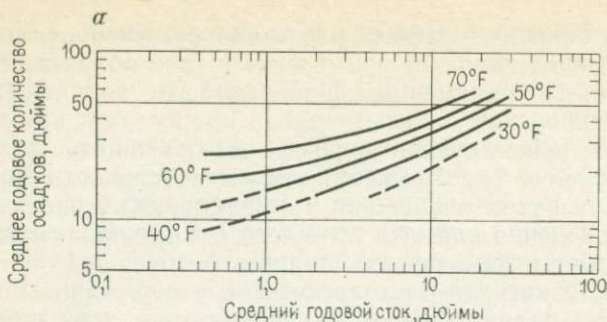


Рис. 6.4. Графики, предложенные Шуммом, для определения влияния климата на рельеф и сток наносов:

а — связь между средним годовым количеством атмосферных осадков, средним годовым стоком и температурой; б — связь между средним годовым стоком наносов, средним годовым количеством эффективных осадков и температурой [Schumm, 1965]

Фиксированные модели *

Модели этого типа демонстрируют изменения параметров климата, важные для анализа рельефа и изменения форм, так же многочисленных, как и регионы. Эти модели обычно базируются на трех типах доказательств: 1) датированные отложения, отделяющие недатированные отложения, 2) непоследовательные и несогласные отношения и 3) отношения форм. Обычно эти отложения представлены реликтовыми почвами, разнообразными типами кор выветривания, торфом или другими органическими осадками, содержащими пыльцу, и множеством террасовых, морских или коллювиальных отложений, которым обычно приписывают определенное кли-

* В советской геоморфологической литературе это будет соответствовать морфолитогенетическим моделям. — Прим. ред.

матическое толкование. Отношения форм включают в себя высоту террас, береговых линий озер и морских берегов, густоту эрозивной сети, характеристики и сопоставление разнообразных осадочных образований.

Модели фиксированной хронологии для флювиальных террас четвертичного возраста вызвали большой интерес, особенно в первой половине XX века. Большое внимание привлекает повсеместное распространение рек, имеющих четыре террасы, несмотря на то, что Сёргель [Soergel, 1924], например, доказал существование не менее чем десяти стадий аккумуляции в долине р. Ильм в Тюрингии. Позднее исследования продолжались с большей осторожностью, выявляя сложность возможной реакции бассейнов на климатические изменения и дополнительное усложнение их реакции, связанное с проявлением четвертичной и современной тектоники. Так же, как в ранних моделях, которые указывали, что значительные изменения происходили на пороге эвстатических колебаний, в более поздних моделях форм и морфологии террас подчеркнута необходимость прямой их связи с хронологией оледенения в северном полушарии. Опасения и проблемы таких допущений выдвигаются на передний план в четвертичной стратиграфии Юго-Запада Америки. Здесь простое равенство пльвиала и гляциала в течение долгого времени подвергалось сомнению. Возможно, например, что в Средиземноморье [Butzer, 1964] было два вида «влажных» периодов — холодные влажные пльвиалы с преимущественным режимом западных ветров (во время ранней и поздней стадий оледенения) и теплые, представляющие наиболее теплое межледниковье, с аридными фазами между пльвиалами.

Этот тип работы особенно важен в тех областях мира, где отсутствуют более определенные (но не менее трудные) доказательства, основанные на следах оледенений. Даже в перигляциальных областях сомнения о происхождении и условиях образования отложений затрудняют датирование путем ссылки на изменение климата или при помощи изучения палеоклиматической обстановки по отложениям.

Трудности подхода этого типа могут быть проиллюстрированы работой Бутцера [Butzer, 1964], который является автором разработки региональных хронологий в Средиземноморье и на Ближнем Востоке. Бутцер исследовал стоянки позднего палеолита в Торральба и Амброн на юго-востоке Сорни в Испании (табл. 6.3). Общий разрез толщиной в несколько метров был подразделен на основе анализа отложений. Этим отложениям затем дали климатическое толкование путем ссылки на аналоги в других областях Испании. В свою очередь, климатические интерпретации использовались для того, чтобы предположить последовательность датирования, связанную с фаунистическими остатками и некоторым палинологическим подтверждением геоморфологического доказательства. Поскольку результаты археологических и палинологических исследований подтверждают «геоморфологические» выводы и при этом доступен материал, датруемый приблизительно, то раскопки

Данные заключений об отложениях, процессах и климате, рассмотренные Бутцером [Butzer, 1964] для региональных хронологий Торральбы и Амброны, Южная Испания

Единица	Отложения	Мощность, см		Взаимодействующие процессы	Заключения о климате	Предварительная корреляция	
		Торральба	Амброна				
Верхний комплекс	IV. Красноватый коллювий	120	200	Накопление коллювия и образование местных конусов выноса по бортам долины — Эрозия —	Вмешательство человека	Исторический	
	III. Тонкий темный аллювий II. Крупный коричневатый аллювий	80 70		Накопление аллювия в долинах Образование по бортам долины конусов выноса боковых притоков; местами отложение известкового туфа. В начальной стадии широкое распространение солифлюкции	Влажный, умеренный Прохладный, влажный	Средний голоцен Вюрмская стадия оледенения	
	I. Красноватый аллювий	125		— Эрозия —			
Средний комплекс	II. Желтоватые пески	10		Отложение коллювия и аллювия вслед за интенсивным морозным выветриванием. Усадка подповерхностного илистого горизонта кейперского возраста, что приводит к образованию сбросов по обеим сторонам долины. Солифлюкция — Эрозия —	Холодный, влажный	Рисский ледниковый комплекс	
	г. Красноватый коллювий	55					
	в. Красноватый аллювий	60					
	I. б. Красноватый коллювий	30					
	а. Криокластические обломки	20					
Почвообразование	Почва — <i>terra fusca</i> развита исключительно на IV и V группах нижнего комплекса	В	160	150	Теплый, в отдельные сезоны очень влажный	Большой голштинский интергляциал (первая тирренская стадия)	
		Вс	10	35			
		Са	10—20	10—60	— Эрозия —		
Нижний комплекс	V. { г. Крупный красноватый аллювий в. Тонкий красноватый аллювий б. С — гравий а. Песчанистые мергели	165	95	200	Маломощное аллювиальное заполнение прибрежных частей долины благодаря действию боковых притоков	Очень холодный	Стадиал
			85				
			60 90				
IV. { б. Серый мергель а. Мергель с прослоями руслового материала	150	220	200	В долине пойменные болотца заполняются однородными тонкоилстыми отложениями, которые осаждаются из медленно текущих паводковых вод; псевдоглеевые условия, на что указывают ожелезненные горизонты с лимонитом При формировании долинной поймы преобладает накопление очень тонкого аллювия; местами ложе потока устлано крупнозернистым умеренно криокластическим материалом	Влажный, умеренный Влажный, прохладный	Стадиал	Поздний эльстер
					— Эрозия —		

Единица	Отложения	Мощность, см		Взаимодействующие процессы	Заключения о климате	Предварительная корреляция
		Торральба	Ам-броня			
Нижний комплекс	III. { б. В — гравий а. Верхний серый коллювий	—	15	Накопление крупнозернистого аллювия с уменьшенным промерзанием грунта Накопление тонкого аллювиального материала с незначительной солифлюкцией	Влажный, прохладный	Стадиал
		80	80		Холодный, влажный	
	II. { г. Песчаный мергель в. Нижний серый коллювий б. А — гравий а. Рыхлый песок	90	150	Эрозия и конжелефлюкция Заполнение долин тонкозернистым материалом Хорошо стратифицированные крупнозернистые пески с примесью гравия. Формирование аллювия в долинах Крупнозернистый криокластический гравий на склонах, частично сцементированный карбонатом кальция, частично переслаивающийся серыми илами. Незначительная конжелефлюкция Заполнение долин тонкозернистыми однородными песками, в кровле частично заиленными	Влажный, умеренный Холодный, влажный	Межстадиал
		100	?		Холодный, влажный	Стадиал
		30	60		Холодный, влажный	Стадиал
70+	300	Холодный, влажный	Межстадиал			
			Эрозия		Межстадиал	
	I. Красный коллювий	400+	240	В значительной степени криокластический среднеобломочный материал в основании склонов	Очень холодный	Стадиал Поздний
	0 Переотложенные осадки кейперского возраста (несколько раз)	100+	200+	Конжелефлюкция и сползание глинистых, илистых и мергелистых слоев по водоупорному горизонту	Влажный, холодный	

дельте

являются одним из наиболее полезных и значимых случаев климатической интерпретации стратиграфического доказательства. Этот вид геоморфологической реконструкции, если он берется сам по себе, исключительно опасен, потому что: 1) связь процессов с климатом даже для современных отложений известна весьма плохо, 2) использование современных аналогов предполагает, что сами аналоги находятся в фазе с их современными средами, 3) разные процессы могут образовывать сходные отложения и 4) отложения являются предметом сильных воздействий сезонных колебаний в процессах производства и седиментации. Часто может казаться, что ритмические отложения, называемые *eboulis ordonnés**, например, сформировались недавно в областях больших сезонных колебаний климата и на склонах круче 26° в Средиземноморье.

КАЧЕСТВЕННЫЕ МОДЕЛИ ЕДИНИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ

Модели равновесия

Поскольку модели равновесия принадлежат к числу одних из наиболее легких для количественных определений, большинство моделей этого типа истытывает дальнейшее развитие. Обычно они характеризуются отношениями обрратной отрицательной связи, которые делают их свободными от тенденций, связанных с типом масштаба времени.

Модель неразрывности для формы склонов имеет именно такой характер, что и использует Джилберт [Gilbert, 1909] в качестве аргумента в пользу фиксированной равновесной геометрии выпуклой формы. Считают, что для любой площади поперечного профиля количество грунтового материала увеличивается с расстоянием от водораздела. Если мощность грунтового покрова ос-

* Обвалыно-осыпные отложения.—Прим. пер.

тается постоянной и предполагается, что выветривание происходит с одинаковой скоростью на всем склоне, то для того чтобы выносить больше материала, по мнению Джильберта, требовалось увеличение скорости движения вниз по склону, что и обеспечивалось увеличением уклона с расстоянием от водораздела. Далее вниз по склону этот механизм маскируется действием текущей воды под влиянием поверхностного стока. Однако из модели Джильберта не становится ясно, почему он предполагает одинаковую мощность склоновых отложений, особенно принимая во внимание его более раннее понимание значения равновесия между поступлением и удалением склонового материала. Последнее подразумевает, что скорость поступления материала в результате процессов выветривания зависит от существующей мощности грунтового покрова; по мере увеличения мощности выветривание «сокращается», и наоборот, интенсивность выветривания увеличивается по мере ее уменьшения, достигая своего максимума при мощности рыхлого чехла, равной нулю. Это также явилось предпосылкой для суждения о том, что при отсутствии рыхлого покрова развитие склона ограничивается скоростью выветривания; в противном случае оно ограничивается способностью к перемещению. Несколько таких особенностей недавно были включены в математические модели [Ahnert, 1970; Kirkby, 1971; см. гл. 8].

Соотносительные модели

В области соотносительного моделирования современных рельефообразующих процессов чрезвычайно действенным может быть какой-либо количественный вид моделирования. Непринуждаемые ни сознанием, что модели должны быть точно определены, ни научной достоверностью, которая требует их строгой проверки, ни реальной надеждой на то, что они когда-нибудь будут проверены, геоморфологи создавали и продолжают создавать большое число таких моделей.

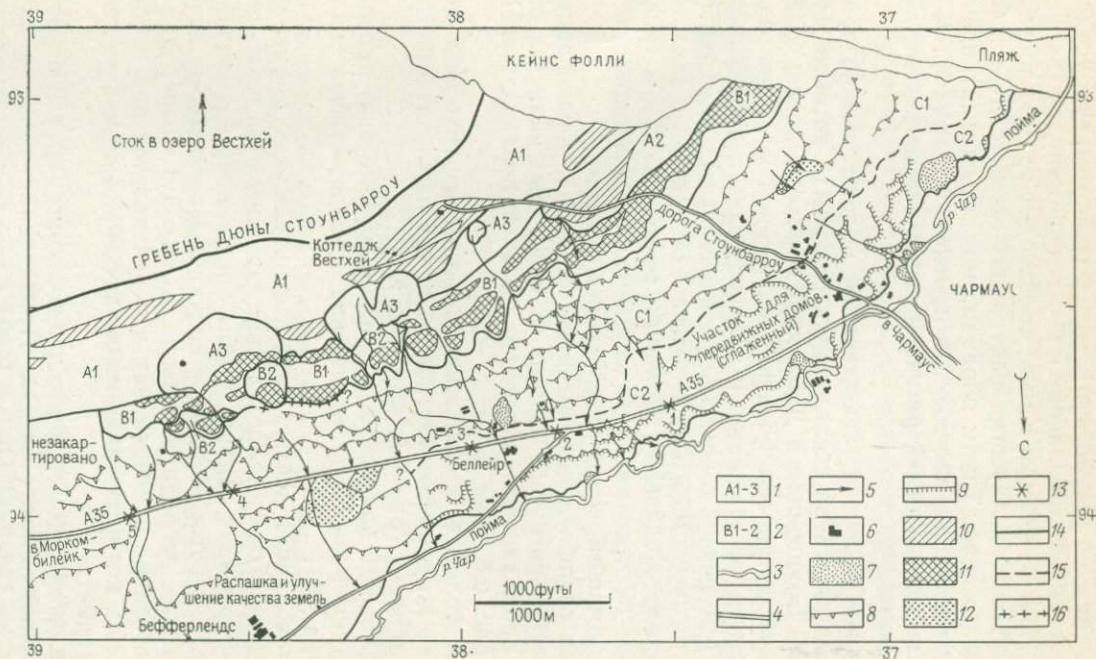
Многие из них являются специфическими для особой площади или даже для явления — ситуация, которая исходит из индуктивной, генетической философии первой половины века. Другие являются универсальными, хорошо сформулированными и выдерживающими строгую проверку.

Основные модели бывают двух типов — модели с положительной обратной связью (эволюционные) и циклические.

Мы иллюстрируем первый тип ссылкой на модель с положительной обратной связью А. М. Кинга [King, 1969] для ледниковой эрозии, которая базируется на модели Ная [Nye, 1952] течения ледника и применяется к долине Эстердаль в Норвегии. Модель Ная связывает изменения в скорости продольного растяжения ледника с изменениями в форме ложа и аккумуляцией и абляцией ниже ледника. Возможность применения модели Ная подтверждается полевыми измерениями скорости растяжения. Модель расширена для того, чтобы привести к большей эрозии в области вогну-

Рис. 6.5. Подробная карта оползневой комплексы в Стоунбарроу Хилл, Дорсет:

1 — денудационные склоны на отложениях нижней толщи зеленых песчаников меловой системы Англии (Lower Greensand); 2 — аккумулятивные склоны; 3 — реки; 4 — дороги; 5 — линии просачивания; 6 — строения; 7 — активные оползни; 8 — гребни основных последовательных неровностей рельефа; 9 — основные выступы ледниковых отложений в зоне С2; 10 — приблизительные вершины оползней в зоне А1; 11 — приблизительные вершины главных оползней в зоне С; 12 — ярко выраженный отдельный оползень в зоне С; 13 — неустойчивые участки на дороге А35; 14 — граница между зонами склонов; 15 — приблизительное разделение зоны С; 16 — приблизительные границы. Предположения об этих явлениях были сделаны при использовании методов относительного датирования [Brunsden, Jones, 1972].



Предположения об этих явлениях были сделаны при использовании методов относительного датирования [Brunsden, Jones, 1972].

того ложа, стремясь углубить его и, в свою очередь, усилить деформацию сжатия. В дополнение к этому существует влияние мощности льда. Лед, по мнению Кинга, производит эрозию посредством действия большого количества растаявшей воды, что влияет на скорость скольжения. Таким образом, модель рассматривает прогрессивное расширение ледниковых изменений в градиенте, чтобы сформировать классический ригель и ступенчатую модель долины, покрытой льдом.

Индуктивное развитие качественной модели можно проиллюстрировать на примере исследования грязевых потоков Дорсета, выполненного Брунсендом и Джонсом [Brunsdon, Jones, 1972]. Авторы детально описывают большой оползневой комплекс благодаря детальному картированию и классификации форм, пытаются датировать эти формы с помощью относительных методов. На основе морфологического доказательства они пришли к заключению, что происходила следующая эволюция склоновых форм (рис. 6.5):

1. Широко распространенная оползневая деятельность за большой период времени, вслед за врезанием р. Чар.

2. Период солифлюкции, который привел к образованию обширных выпукло-вогнутых склонов. В некоторых областях оползание может продолжаться в течение фазы солифлюкционной деятельности (рис. 6.5, зона А1).

3. Эрозия большей части склонов, покрытых грубообломочным чехлом, путем широко распространенной крупномасштабной оползневой деятельности (рис. 6.5, зоны А2, В1).

4. Продолжение оползания во влажных областях, приводящее к образованию новых, более низких стенок отрыва оползней (рис. 6.5, зона А3).

5. Локализованная деятельность, затихающая со временем. Деградация тел оползней и впоследствии современные движения.

Затем авторы идут дальше, чтобы предложить возможно более общую модель, в которой по мере соскальзывания массы движутся вперед, а в зоне деградации (выше по склону) происходит дальнейшее образование оползней, так что развивается ряд особенностей во времени, который также проявляет прогрессивную деградацию в пространстве.

В гляциальной геоморфологии популярны и имеют большое значение эволюционные модели. Приведенная здесь в качестве примера работа Прайса [Price, 1969] близка в своем подходе к описанной выше. Из анализа весьма сложной доледниковой среды Прайс выводит более общую модель, которая может иметь широкое приложение и выражена с помощью идеализированной блок-диаграммы (рис. 6.6).

Циклические модели для отдельных процессов стремятся привязать или 1) к процессам, связанным с сезонными климатическими явлениями, или 2) к выводам, касающихся долгосрочного действия системы. Эдвардс и Торнес [Edwards, Thornes, 1973] исследовали циклический характер концентрации растворенных частиц в р. Стауэ в Эссексе и нашли заметные ежегодные пики в большин-

стве измеренных составных частей. Эти составные части колеблются во времени, и модель в форме ежегодных «часов» описывает последовательность растворов относительно годового хода климатических и грунтовых условий. Снова модель является по существу индуктивной.

Дедуктивные циклические модели для особых случаев стремятся следовать направлениям, установленным моделью Дэвиса в основном умозрительно, часто неоднозначно основанным или на тео-

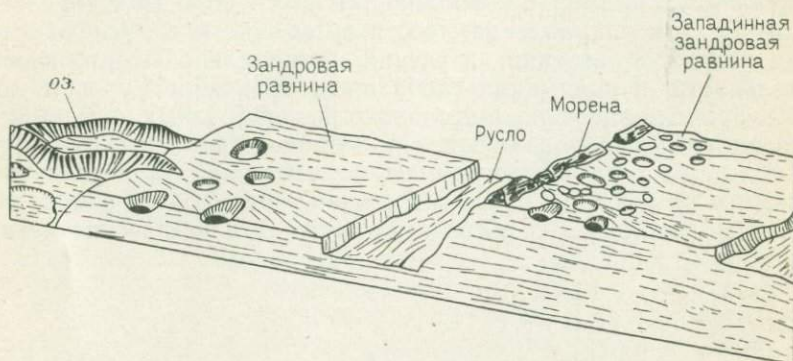


Рис. 6.6. Основная модель, предложенная Прайсом [Price, 1969] для сложной постгляциальной среды. После изучения особых ледников в Исландии Прайс установил последовательность форм рельефа, показанную выше. Автор предполагает, что ее можно рассматривать в качестве модели, пригодной для изучения ледников и в других районах

рии, или на наблюдении, иногда совсем не поддающимся проверке. Таковы циклическая модель Дэвиса [Davis, 1905, 1930, 1933, 1936, 1938] развития аридных форм рельефа, схема, предлагаемая Пельтьером [Peltier, 1950] для перигляциальных процессов и отношений форм, и модель Джонсона [Johnson, 1919] для эволюции берегов.

Фиксированные модели

Ради полноты описания мы упоминаем некоторые из наиболее известных качественных моделей (фиксированной хронологии) для реакции на процесс в особом месте или среде. Модели в сущности являются историческими аналогами в терминологии Чорли [Chorley, 1964]. Они включают хорошо известные модели региональных гляциальных хронологий, хронологические модели эволюции берегов в специфических областях (таких, как устье Миссисипи) или для террасовых рядов (таких рек, как Темза) и глобальные хронологии изменения уровня моря.

Для этих моделей характерны высокий уровень абстракции в пространственном и во временном смысле, так же как и в деталях процесса. Их основная функция заключается в упрощении последовательности событий, во-первых, для того, чтобы «объяснить» су-

ществование некоторых особенностей, имеющих место в настоящее время на земной поверхности в отдельных местах, и, во-вторых, для сравнения с исследованиями в других областях. В конечном счете такое сравнение предназначено для того, чтобы создать более широкую теорию происхождения форм рельефа, и в некоторых областях дело обстоит так. Локальные исследования, на основе которых созданы модели, дающие теперь на выходе последовательную теорию гляциостатических реакций, являются, вероятно, одним из наилучших примеров возможностей этого вида моделирования. Также по этим направлениям достигнуты некоторые успехи в развитии теории оледенений, изучении региональной тектонической деятельности и понимании глобальных изменений уровня моря.

Мы привели здесь лишь несколько разнообразных примеров качественного моделирования, которое продолжает быть плодотворной областью геоморфологических исследований. В последующих главах мы рассмотрим более современные разработки в моделировании, где используются математические и статистические методы.

7. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ДЕТЕРМИНИРОВАННЫЕ МОДЕЛИ ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

В гл. 3 мы обратили внимание на то, что явления, происходящие во времени, могут рассматриваться как явления с различной «памятью». Модели, в которых событие, происходящее в данный момент времени, независимо от всех предыдущих событий, представляют собой полностью случайные модели. Такой характер имеют всего несколько природных ситуаций. Абстрактное понятие непрерывной случайной совокупности практически не реализуется в действительности. В другом предельном случае все явления полностью определены, и считается, что данная система имеет бесконечно длинную «память». В этой главе будут рассмотрены детерминированные модели такого типа, а также методы прикладной математики, особенно дифференциальное исчисление, используемые для их исследования, уточнения и проверки. Теория дифференциальных уравнений со всеми своими разветвлениями и обобщениями, несомненно, является наиболее мощным орудием прикладной математики, и поэтому неудивительно, что модели обычно записываются в форме дифференциальных уравнений.

С этой точки зрения полезно еще раз обсудить основания, необходимые для введения детерминированных математических моделей, связывающих воздействие с откликом, вход с выходом, причину со следствием. Прежде всего заметим, что выдвигаемая нами концепция протекания изучаемого процесса может быть переведена на язык математики, где существует целая система методов и общая теория для управления связями в модели с учетом реакций системы. Другими словами, эта операция существенно облегчит дело при условии, что мы знакомы с языком и методами прикладной математики. Эта процедура переформулировки проблемы, выполнения над ней некоторых операций, а затем обратного преобразования представляет собой сущность математического метода вместе с обоснованием его применения в геоморфологических исследованиях.

Огромный прогресс классической физики в первой половине XIX века как следствие закона тяготения Ньютона, фундаментальных исследований Лапласа и Лагранжа полностью зависел от степени упрощения и абстракции и покоился на вере в рациональное устройство Вселенной. Существовало общее мнение о том, что абстрактные модели только в небольшой степени соответствуют данным опыта. Даже сегодня это мнение все еще тормозит такие науки, как геоморфология, где математические методы стали применяться сравнительно недавно.

Другая главная причина внедрения методов прикладной математики для описания процесса реакции системы на некоторое воз-

действие заключается в применении системного подхода к природному объекту. Хотя все еще существует широко распространенный и примитивный взгляд, не так давно излагавшийся даже в литературе и заключающийся в утверждении о том, что «системный подход» представляет собой в основном «систематизацию» предметов или разграничение объектов, и в весьма туманных рассуждениях о взаимодействии, смысл системного подхода состоит совсем в другом. По-видимому, такая точка зрения происходит в основном из-за трудностей принятия инженерных методов и методов прикладной математики в областях, традиционно не связанных с математикой, таких, как социология и география населения. К сожалению, геоморфология все еще относится к подобным наукам, по крайней мере она находится в этом «лагере наук», хотя такие книги, как «Физическая география. Системный подход» Чорли и Кеннеди [Physical Geography: A Systems Approach. Chorley, Kennedy, 1971], дали некоторый толчок к улучшению положения.

Задав элементарный вход (причину или процесс) в систему, его можно было бы преобразовать при помощи передаточной функции в выходной сигнал или ответную реакцию. Математически простейшая система могла бы иметь вид $Y_t = CX_t$, где X_t и Y_t — вход и выход в момент времени t соответственно, C — передаточная функция. В основном возникают три типичных ситуации: 1) данный вход и передаточная функция определяют выход, 2) данный выход и передаточная функция определяют вход и 3) данные вход и выход определяют передаточную функцию. Поведение системы обычно описывается дифференциальными уравнениями, почти всегда включающими время, а передаточная функция, разумеется, должна отображать все основные свойства системы. Ответная реакция системы на различные виды входного сигнала определяется свойствами дифференциальных уравнений, описывающих ее поведение. Системы классифицируются в соответствии с порядком этих уравнений и характерным временем ответной реакции. Окончательной целью является получение законов, описывающих поведение системы (и, следовательно, передаточную функцию), полностью исходя из теоретических предположений, так что выход может быть определен для любого входа. В естественных науках многочисленные попытки найти передаточную функцию по своей природе являются скорее эмпирическими, нежели теоретическими; некоторые из них мы рассмотрим в следующей главе. Часто можно услышать высказывание, что эти модели скорее относятся к прогнозу поведения системы, чем к пониманию ее функционирования. С этой стороны мы здесь просто хотим подчеркнуть, что в системном анализе детерминированные и стохастические модели строятся на общей основе.

Третьим доводом в пользу принятия детерминированного количественного подхода при моделировании ответных реакций системы послужило следующее. Ньютон и Лейбниц независимо разработали специальный ряд методов для оперирования с относительными скоростями изменений — дифференциальное исчисление. Три за-

кона динамики Ньютона основываются на понятии скорости и относительной скорости изменений, в то время как Лейбниц получил формулу для угла наклона касательной к кривой. В большинстве геоморфологических приложений оба метода используются взаимозаменяемо, изменение высоты с расстоянием аналогично формулировке Лейбница, поскольку наклон земной поверхности характеризуется касательной к описывающей ее кривой. Уменьшение высоты точки со временем непосредственно относится к методам, разработанным Ньютоном. Перед дальнейшим использованием этих понятий для получения дифференциальных уравнений, описывающих изменение во времени, необходим краткий обзор символики и терминологии дифференциального исчисления.

ЭЛЕМЕНТЫ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОГО ИСЧИСЛЕНИЯ

Основным понятием дифференциального исчисления является функция — совокупность таких упорядоченных пар, что никакие две из них не имеют одинаковый первый элемент. Чаще всего эти упорядоченные пары состоят из независимой переменной x и зависимой переменной y . Сказанное записывается в виде: $y=f(x)$, где $f(x)$ означает величину y , когда x принимает фиксированное значение. Часто эта запись понимается в более общем смысле, например можно считать, что $f(x)$ представляет собой какое-либо выражение относительно переменной x , и мы говорим « y — есть функция x ». Значение y может определяться двумя или более переменными, например z и x , тогда $y=f(z, x)$.

Некоторые функции можно проиллюстрировать графически (рис. 7.1). Рассмотрим склон и две точки на нем, отстоящие достаточно далеко друг от друга. Для каждой точки мы можем измерить высоту и расстояние от русла у подножия склона. Наклон склона для точки Q_1 характеризуется соотношением $(b_2-b_1)/(a_2-a_1)$, где a и b — декартовы координаты двух точек. Очевидно, чем ближе точка Q_2 подходит к точке Q_1 , тем точнее оценка наклона склона в точке Q_1 . Как только точка Q_2 притягивается к точке Q_1 , хорда превращается в касательную к кривой в точке Q_1 . Это положение хорды является предельным. Тогда можно определить угол наклона склона как угол наклона касательной к кривой в этой точке. Это эмпирическая процедура. Мы могли бы осуществить ее в поле.

Лейбниц, однако, полагал, что склон можно описать функцией, и нашел метод для получения касательной к любой точке на кривой. Пусть высота y является функцией расстояния от подножия x . Возникает вопрос, как в данной точке получить касательную к склону, которая представляет собой изменение высоты при незначительном изменении данного значения x . Это можно сделать с помощью дифференцирования. Тангенс угла наклона касательной к кривой представляет собой производную и обозначается dy/dx или $f'(x)$. Выражение d/dx означает просто операцию преобразования функции в ее производную. Если f' сама функция, ее также можно

дифференцировать для получения f'' , d^2y/dx^2 или второй производной. Первая производная функции, описывающей связь между высотой и расстоянием, представляет собой функцию, характеризующую наклон склона в любой точке. Если дифференцировать далее, получим изменение наклона с расстоянием или, очевидно, кривизну.

Математиками разработан ряд правил дифференцирования, и их доступное изложение дано

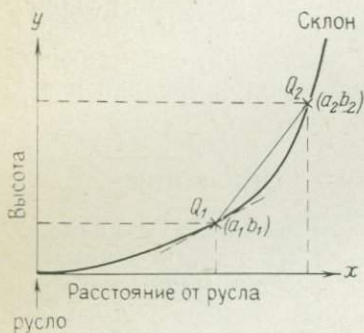


Рис. 7.1. График, показывающий применение производной для нахождения касательной к кривой

Во многих склоновых моделях между высотой и расстоянием предполагаются относительно простые соотношения, так что не возникает очень сложных дифференциальных уравнений. Профили природных склонов весьма сложны, но, пользуясь теоремой Тейлора, можно найти производные некоторого полинома высокого порядка (другими словами, функции, аппроксимирующей высоту). И, наоборот, зная значения производной различных порядков функции $f(x)$ на некотором множестве точек, мы можем восстановить полином, описывающий склон, а затем в случае необходимости использовать его

для прогнозирования профиля склона на большее расстояние. Такая процедура основывается на том, что функция считается «гладкой», т. е. в ней нет никаких относительно крутых перегибов; это предположение часто принимается для удобства математического описания склонов.

При введении понятия производной мы использовали высоту и расстояние, поскольку большинство геоморфологов знакомы с ними. Обобщение понятия первой и второй производной для матрицы высоты и расстояния в трехмерном случае специально рассматривалось Ивэнсом [Evans, 1972].

В трехмерном случае высота z может описываться функцией плоских координат x и y , так что функцию можно задать в виде $z=f(x, y)$. В этом случае при дифференцировании нужно иметь в виду то, что небольшое изменение z может не быть только функцией x (за исключением направления, перпендикулярного оси y) или y (кроме другого направления, перпендикулярного оси x); z частично зависит от x и частично от y . Здесь производная также имеет смысл и подобное дифференцирование называется частным дифференцированием; z дифференцируется по x при постоянном y . «Круглая» буква d используется для того, чтобы отличить частное дифференцирование от обычного. Указанные два случая частного дифференцирования обозначаются соответственно: $\partial z/\partial x$ и $\partial z/\partial y$. Геометрически (рис. 7.2) $\partial z/\partial x$ характеризует наклон кривой, получающейся при пересечении поверхности $z=f(x, y)$ плоскостью

$y = \text{const}$. Если обе переменные x и y изменяются, то полный дифференциал будет представлять изменение координаты z касательной плоскости к поверхности. Как и для обыкновенных производных, мы можем получить производные второго, третьего порядков, обозначенных $\partial^2 z / \partial x^2$ и т. д. Существует ряд приемов для использования производных любого порядка. Наконец, предположим, что переменная z является функцией двух других переменных и сами они, в свою очередь, — функции некоторой переменной, например времени. Тогда z является функцией t и может дифференцироваться по t :

$$\frac{dz}{dt} = \frac{\partial z}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial z}{\partial y} \frac{dy}{dt}. \quad (7.1)$$

Например, пусть z — высота точки над уровнем моря, x — относительная скорость изостатического восстановления и y — относительная скорость изменения уровня моря; тогда мы имеем $y = f(t)$ и каждая производная dy/dt и dx/dt является функцией единой переменной. Если $x = f(x, y)$, то мы имеем еще две частные производные и, таким образом, мы имеем общее выражение для dx/dt .

Не следует удивляться, обнаружив, что при построении геоморфологических моделей обычная производная встречается довольно редко. Почти всегда мы рассматриваем ситуации, в которых отдельные переменные остаются постоянными. Нередко такой переменной является горизонтальная пространственная координата, например, при изучении склонов.

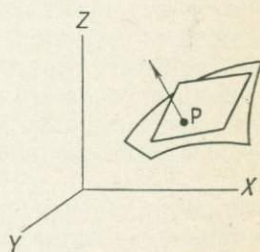


Рис. 7.2. Касательная плоскость к поверхности в точке P. Стрелка указывает направление нормали к плоскости

ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫЕ УРАВНЕНИЯ

Рассмотрим горный склон, на котором денудация пропорциональна высоте рассматриваемой точки над определенным базисным уровнем. Шайдеггер [Scheidegger, 1961] предлагает эту элементарную модель для выведения более сложных моделей (предполагая, что количество осадков увеличивается с высотой, что, вообще говоря, возможно). Высоты измеряются по вертикали (рис. 7.3), так что модель можно было бы выразить следующим образом:

$$\frac{\partial y}{\partial t} = -y, \text{ где } y \text{ — высота, } t \text{ — время.} \quad (7.2)$$

Это дифференциальное уравнение первого порядка, потому что оно содержит производную, которая является первой производной некоторой функции. Решение дифференциального уравнения — это выражение зависимой переменной, которая не включает ни одну из его производных и которая при подстановке в данное уравнение

приводит его к тождеству. Решение рассмотренного дифференциального уравнения имеет вид

$$y = f_0(x) e^{-t}, \quad (7.3)$$

где $y_0 = f_0(x)$ описывает естественную поверхность, которая затем меняется. Предположим, например, что функция $y = 2x$ описывает естественную форму поверхности Земли, тогда решение будет иметь вид

$$y = 2x e^{-t}, \quad (7.4)$$

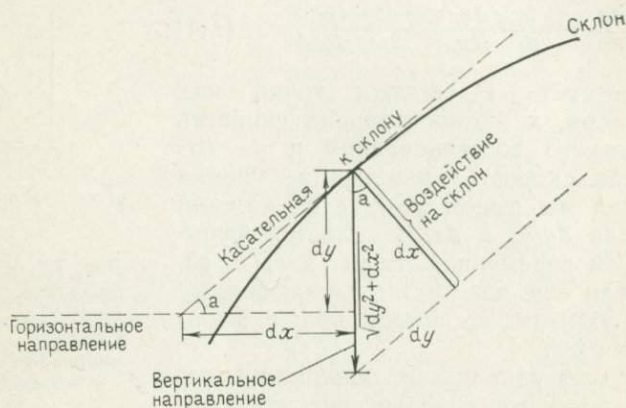


Рис. 7.3. Обозначения для вывода уравнений изменения поверхности [по Шайдегеру, 1971]

которое можно посчитать для данного значения x подстановкой момента времени t . Если мы даже предположим, что некоторая константа связывает высоту и относительную скорость перемещения, то будем иметь $y = 2xe^{-ct}$, где c — константа.

Рассматривая этот пример, мы можем выделить следующие этапы:

- 1) преобразование словесного описания в дифференциальное уравнение;
- 2) решение дифференциального уравнения для получения функции, являющейся его общим решением;
- 3) задание начальных условий;
- 4) подстановка величин какого-либо фактического параметра (например, значение константы c) в решение;
- 5) обсуждение результатов.

При чтении литературы по количественным детерминированным моделям чрезвычайно важно суметь выделить эти отдельные этапы. Если это сделано, читатель почерпнет для себя массу полезного. Даже читатель-нематематик сможет оценить важность для себя этапов 1, 3, 4 и 5, если, конечно, он сможет их выделить. Дифференциальные уравнения и их решения обязаны своей важностью

тому факту, что существует четкое соответствие между ними и описываемыми ими ситуациями. Обычно они дают ясные и простые модели довольно сложного физического процесса. Наибольшую трудность представляет этап 2. Большинство важных дифференциальных уравнений математической физики решается при помощи метода разделения переменных (см. с. 178). Их решения имеют специальные наименования, такие, как функции Бесселя, Лежандра и Матье, и их свойства описаны в справочнике по математическим функциям. Всего существует около 2000 уравнений с известными общими решениями. Одним из следствий является стремление некоторых исследователей представить проблему и соответствующее ей дифференциальное уравнение в виде, для которого решения где-нибудь уже найдены. Ниже мы рассмотрим три примера, где покажем, как эти методы применяются в изучении склонов — уравнения диффузии, к ледниковому стоку — метод характеристик, к реювенации* — теория возмущений.

Выше было приведено дифференциальное уравнение простейшего типа. Несколько более сложная модель задается уравнением

$$\partial y / \partial t = a \partial^2 y / \partial x^2, \quad (7.5)$$

которое является дифференциальным уравнением второго порядка [Culling, 1960], где изменение высоты y со временем t есть функция локальной кривизны, умноженной на константу a . Решение этого уравнения известно из задачи о распространении тепла в физике, и его график показан на рис. 7.4.

Наконец, Хирано [Hirano, 1968] предложил модель

$$\frac{\partial z}{\partial t} = a \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} - b \frac{\partial z}{\partial x} - c \cdot z, \quad (7.6)$$

(где a , b и c — «эрозионные константы»), представляющую собой обобщение ранних моделей. Процедура отыскания решения здесь такая же, как и была описана выше. Когда общее решение найдено, то можно изменять параметры. Это дифференциальное уравнение также второго порядка. Общей чертой для трех моделей является то, что все они линейные — ни одно из уравнений не содержит степеней или произведений зависимой переменной y или ее производных. Линейное дифференциальное уравнение является, пожалуй, единственным видом дифференциальных уравнений, для которых имеется полная аналитическая теория и можно получить общее аналитическое решение. Большинство методов решений нелинейных уравнений заключается в «линеаризации» уравнения, а затем применении одного из стандартных методов для получения решения.

Шайдеггер [1970] подчеркнул, что в указанных выше моделях понижение склонов следовало бы отсчитывать по нормали к поверхности склона, а не по вертикали. Учет геометрических особенностей приводит к нелинейным уравнениям, которые следует ре-

* Реювенация — омоложение, вступление в новый цикл эрозии. — *Прим. ред.*

шать различными методами. Например, если $\partial y/\partial t$ — функция высоты, то соответствующее уравнение имеет вид

$$\frac{\partial y}{\partial t} = -y \left[1 + \left(\frac{\partial y}{\partial x} \right)^2 \right]^{1/2}. \quad (7.7)$$

Это нелинейное уравнение, потому что производная $\partial y/\partial x$ возведена в квадрат. В процессе решения дифференциальное уравнение преобразуется в разностное уравнение, которое решается на вычислительной машине. Результаты расчетов для этой модели приведены в книге Шайдеггера [Scheidegger, 1970].

Может возникнуть вопрос — что происходит на водоразделе и в русле? Здесь мы сталкиваемся с последним общим вопросом, связанным с дифференциальными уравнениями, а именно с граничными условиями. Во всех приведенных выше решениях (за исключением одного случая)

Рис. 7.4. Разрушение вертикального клифа, при котором изменение высоты со временем является функцией кривизны [по Каллингу, 1960]

начальные условия и значения параметров не задавались. Очевидно, при интерпретации результатов нам приходится подставлять в решение реальные, вполне определенные величины. Вместе с начальными условиями и значениями некоторых констант нам приходится задавать условия на границах, т. е. величины, которые должны получиться при двух или более значениях независимой переменной. Например, можно заметить, что в рассмотренных случаях граничные условия имеют вид $y=0$ при $x=0$, т. е. базисный уровень у подножия склона. Другой тип граничных условий, очень знакомый геоморфологам, это то, что скорость на дне потока равна нулю, когда расстояние над дном равно нулю. Очевидно, граничные условия, в свою очередь, могут зависеть от времени; например, величина y при $x=0$ (глубина реки) может со временем понижаться линейным образом [Culling, 1963]. После получения граничных условий они должны быть учтены в решении, а не просто подставлены в общее решение после того, как оно найдено.

УРАВНЕНИЯ СИСТЕМ

Мы уже ознакомились с различными типами дифференциальных уравнений — в частных производных и обыкновенные, линейные и нелинейные, первого, второго и третьего порядков. Линейные системы без обратной связи можно также определить с точки зрения порядка дифференциального уравнения, которое описывает поведение системы во времени.

В системе нулевого порядка, пользуясь терминологией Гродинса [Grodins, 1963], результирующий, или выходной, сигнал (сило-

вая функция, вход) не зависит от времени, так что в уравнении, описывающем систему, производная по времени отсутствует. Таким образом, система нулевого порядка просто «умножает» вход на передаточную функцию (которая в данном случае просто преобразует входной сигнал), не изменяя временного соотношения между входом и выходом. В данном случае выходной сигнал является мгновенным ответом на входной сигнал. В системе первого порядка уравнение, описывающее ее поведение, будет дифференциальным уравнением первого порядка, так что на резкое возрастание независимой переменной (силовая функция) последует немедленный ответный импульс, который постепенно затухает до некоторого устойчивого уровня. При условиях, обеспечивающих устойчивость, возникает та же самая ситуация, что и для системы нулевого порядка, поведение которой не зависит от времени. Период перед этим состоянием называется фазой перехода. Выходной сигнал не следует за входным мгновенно, так что его значение зависит от промежутка времени, на котором он измеряется. Примером в геоморфологии может служить воздействие осадков (силовая функция) на влажность почвы (выход) посредством передаточной функции, представленной скоростью инфильтрации. Влажность почвы на начальной стадии равномерного длительного дождя будет увеличиваться в переходной стадии, пока постепенно не достигнет устойчивого уровня, определяемого гидравлической проводимостью и объемом инфильтрации в почву (рис. 7.5).



Рис. 7.5. Гипотетическая зависимость инфильтрации от величины осадков

В линейной системе второго порядка имеется хотя бы один член, содержащий вторую производную по времени. Обычно система записывается в виде

$$b_1 \frac{\partial^2 x}{\partial t^2} + b_2 \frac{\partial x}{\partial t} + b_3 x = c. \quad (7.8)$$

Наличие членов с производными первого и второго порядков приводит к тому, что результирующий сигнал опять будет затухать до устойчивого уровня, но при определенных значениях коэффициентов b_1 , b_2 и b_3 система может достичь: а) равновесия подобно системе первого порядка или б) устойчивого уровня, пройдя ряд затухающих колебаний. Пример, приведенный на рис. 7.6, иллюстрирует затухание величины грунтового стока, вливающегося в поток, обусловленный прохождением приливной волны. Другой важный пример связан с прохождением через поверхность земли температурной волны (положительной или отрицательной). Она принимает общий вид затухающей с глубиной синусоидальной волны. До сих пор модели второго порядка не слишком широко применялись в

геоморфологии, хотя они, конечно, могли бы найти применение в некоторых ее областях, например, при изучении колебаний уровня моря, где затухание климатических колебаний и воздействие ледников представляются весьма важными. И опять, структура изостатической реакции подразумевает существование двойного запаса энергии, что является характерной особенностью таких систем второго порядка.

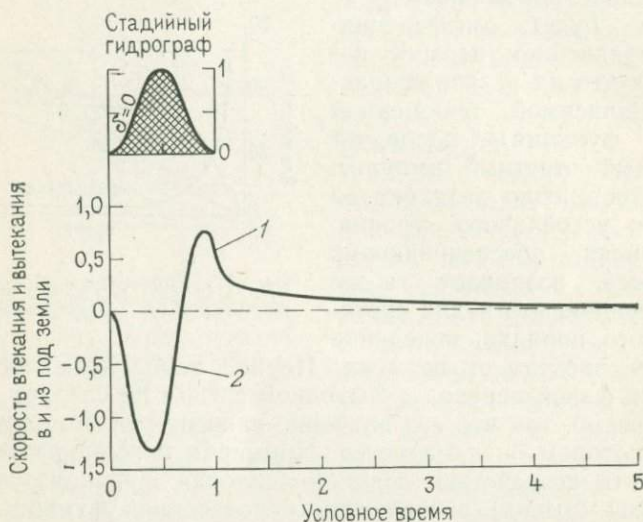


Рис. 7.6. Затухание подземного стока, вызванного прохождением приливной волны в русле до установившегося состояния [по Х. Х. Куперу, мл., и М. И. Рорабаху, 1963]:

1 — вытекание из водосносного слоя в поток; 2 — втекание в водоносный слой

УРАВНЕНИЯ НЕРАЗРЫВНОСТИ И ДИФФУЗИИ

Одной из важных составных частей, описывающих поведение сплошной среды, является требование сохранения общей массы. В нестрогой форме это условие можно сформулировать следующим образом: «каков приход — таков должен быть расход». Уравнение неразрывности вместе с уравнениями движения, состояния, кинематическим уравнением, соответствующими начальным и граничным условиям, дает замкнутую систему уравнений для описания поведения сплошной среды. В любых геоморфологических процессах масса находится в движении, будь это почва, вода, горная порода, твердый сток или смесь растворов в потоке. Условие сохранения массы является настолько фундаментальным, что оно выражает основную суть большинства физических моделей. Это уравнение иногда называется уравнением неразрывности и выражается в двух формах: одна описывает установившееся течение несжимаемой жидкости и получающееся уравнение известно как уравнение Лапласа; другая — стационарное течение, которое имеет место по

достижении установившегося состояния и обычно называемое детерминированной диффузией. Этот термин служит для того, чтобы отличить такую диффузию от вероятностной диффузии. В уравнениях, описывающих детерминированную модель, естественно ожидать появления частной производной по t , что в действительности и имеет место.

Рассмотрим параллелепипед с ребрами Δx , Δy и Δz (рис. 7.7). Мы можем использовать геометрические соображения и весьма простую символику установившегося течения, для получения уравнения, описывающего модель. Масса, втекающая с левой стороны куба, равна $M_x = \Delta y \Delta z \rho_L v_L$, где v_L — скорость течения через поверхность, $\Delta y \Delta z$ — площадь поверхности и ρ — плотность. Аналогичное выражение можно написать для правой стороны поверхности куба, и тогда разность между ними будет равна:

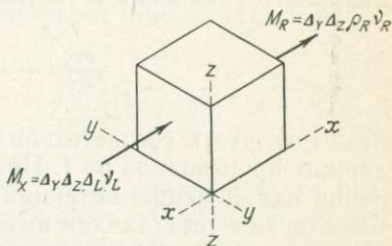


Рис. 7.7. Система обозначений для исследования модели стационарной диффузии

$$\Delta M_x = \Delta y \Delta z \rho_R v_R - \Delta y \Delta z \rho_L v_L. \quad (7.9)$$

Вынося общие члены и опять обозначая буквой Δ «изменение», получим:

$$\Delta M_x = \Delta (\rho v)_x \Delta y \Delta z. \quad (7.10)$$

Такое равенство также справедливо в направлениях y и z , т. е.

$$\Delta M_y = \Delta (\rho v)_y \Delta x \Delta z, \quad (7.11)$$

$$\Delta M_z = \Delta (\rho v)_z \Delta x \Delta y. \quad (7.12)$$

Уравнение сохранения означает, что

приход — расход = аккумуляции.

Здесь накопление представляет собой изменение массы элемента потока, и, следовательно, средняя плотность изменяется за короткий промежуток времени от ρ_1 до ρ_2 . Уравнение приобретает вид

$$\text{приход} - \text{расход} = (\Delta M_x + \Delta M_y + \Delta M_z) \Delta t \quad (7.13)$$

и выражает изменение потока через поверхность в единицу времени, а аккумуляция = $(\rho_1 - \rho_2) \Delta x \Delta y \Delta z$. Обозначая $\Delta \rho_t = \rho_1 - \rho_2$, мы получаем несколько громоздкое уравнение

$$[\Delta (\rho v)_x \Delta y \Delta z + \Delta (\rho v)_y \Delta x \Delta z + \Delta (\rho v)_z \Delta x \Delta y] \Delta t = \Delta \rho_t \Delta x \Delta y \Delta z, \quad (7.14)$$

разделив обе части на $\Delta x \Delta y \Delta z \Delta t$, имеем:

$$\frac{\Delta (\rho v)_x}{\Delta x} + \frac{\Delta (\rho v)_y}{\Delta y} + \frac{\Delta (\rho v)_z}{\Delta z} = \frac{\Delta \rho_t}{\Delta t}. \quad (7.15)$$

Если плотность потока постоянна, т. е. $\rho = \text{const}$, то

$$\frac{\Delta v_x}{\Delta x} + \frac{\Delta v_y}{\Delta y} + \frac{\Delta v_z}{\Delta z} = 0, \quad (7.16)$$

а так как величины считаются непрерывными, а приращения малыми, то это соотношение может быть выражено в виде дифференциального уравнения в частных производных

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0. \quad (7.17)$$

Заметим, что в соответствии с предположением, уравнение не содержит производной по t . Представляя скорость в каждом направлении как функцию потенциала скоростей Φ , например $v_x = \partial\Phi/\partial x$, мы получим (подставляя выражение для скорости в указанное выше уравнение) линейное дифференциальное уравнение второго порядка

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} = 0, \quad (7.18)$$

которое является уравнением Лапласа. Сумма вторых производных некоторой переменной по трем направлениям, т. е. $\partial/\partial x^2 + \partial/\partial y^2 + \partial/\partial z^2$, обозначается ∇^2 и называется оператором Лапласа, так что приведенное выше уравнение можно представить в виде

$$\nabla^2 \Phi = 0. \quad (7.19)$$

Для вывода этого основного уравнения используются различные аналитические, графические и экспериментальные методы. Для единицы объема соотношение, приведенное выше, о пропорциональности скорости потенциалу

$$v_x = -K \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (7.20)$$

используется для описания течения в грунте, где Φ — гидравлический потенциал. Установившееся течение в однородной изотропной среде может быть описано при помощи закона Дарси, в котором коэффициент диффузии

$$v_x = -K \frac{\partial h}{\partial x}. \quad (7.21)$$

Эти условия сравнительно редко реализуются в обычных грунтах, но приведенная формула является важной, так как она позволяет строить простые модели и перейти к диффузионным моделям, которые также основываются на уравнении неразрывности, т. е. соотношении

приход — расход = аккумуляции.

Здесь ослаблено сделанное ранее основное предположение о том, что течение установившееся, т. е. оно не зависит от времени. Концентрация массы в рассматриваемом параллелепипеде изменяется со временем и, очевидно, представляет собой аккумуляцию или потерю. Будем снова считать, что среда несжимаема (плотность частицы остается постоянной), тогда изменение концентрации зависит от массы потока, втекающего и вытекающего через различные грани параллелепипеда. Если I_x — результирующий поток массы в направлении x , то аккумуляция равна сумме результирующих потоков через все грани

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial I_x}{\partial x} + \frac{\partial I_y}{\partial y} + \frac{\partial I_z}{\partial z}, \quad (7.22)$$

где c — концентрация аккумулируемого вещества = приход — расход. С другой стороны, $I_x = -K \partial c / \partial x$, где $\partial c / \partial x$ — градиент концентрации, а K — коэффициент диффузии в направлении x . Такое же соотношение может быть написано для других направлений, и если мы считаем, что коэффициент диффузии K одинаков для любого направления, то после подстановки в предыдущее уравнение получим

$$\frac{\partial c}{\partial t} = -K \left(\frac{\partial^2 c}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 c}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} \right), \quad (7.23)$$

или

$$\frac{\partial c}{\partial t} = -K \nabla^2 c. \quad (7.24)$$

Это важное фундаментальное дифференциальное уравнение называется вторым законом диффузии Фика. Вместе с уравнением неразрывности, из которого оно получено, это уравнение составляет основу математической геоморфологии. Точно так же, как условие неразрывности может формироваться по-разному, так и уравнение диффузии вместе со своими решениями может иметь разные формы, однако основная форма этого уравнения остается такой же, как описано выше. Иногда перед рассмотрением общего случая уравнение сначала упрощается, например оно может браться только для одного или двух направлений. Начальное и граничное условия должны быть заданы. Важно заметить, что в то время как формулировка проблемы на языке дифференциальных уравнений связана в первую очередь с геоморфологией, решение уравнений, соответствующих различным условиям, представляет собой отдельную важную задачу.

Ниже мы покажем несколько «вариаций на тему неразрывности», которые используются в геоморфологии для иллюстрации формулировки проблемы, исходя из условия неразрывности. В дальнейшем некоторые из них будут обобщены для иллюстрации других аспектов детерминистского математического моделирования во времени.

Представляет интерес один из ранних примеров использования идеи неразрывности в наиболее элементарной форме, приведенный в работе Фишера [Fisher, 1866], об отступании скального клифа, связанного с образованием внизу каменной осыпи. Здесь сохраняется общая масса обломков, изменяющих плотность и скопляющихся у подножия склона. Позднее модель была исследована Лемманом [Lehmann, 1933], а также Беккером и Ле Хьюком [Baker and Le Neus, 1952]. Соотношение неразрывности принимает во внимание изменение объема обломков и выражается формулой

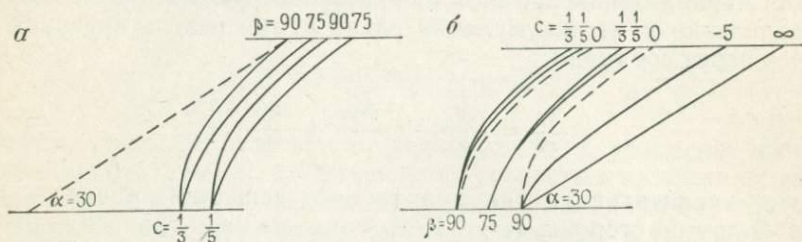


Рис. 7.8. Отступление клифа:

a — для различных начальных видов его поверхности β при данном угле наклона осыпи α ;
b — для условий объемных изменений c [по модели Беккера и Ли Хьюка, 1952]

где c — постоянная; V_R — объем коренной породы; V_D — объем обломков.

Эти объемы, выраженные в дифференциальной форме, дают уравнение для определения y (высота) в зависимости от x (расстояние) и первоначального угла наклона клифа β . Частные решения получают из общего при подстановке конкретных значений α и c ; некоторые из них приведены на рис. 7.8.

Другая формулировка соотношения неразрывности, выражающая сохранение массы льда в бесконечно широком леднике, представлена соотношением

$$\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} = b, \quad (7.25)$$

являющимся отправной точкой при изучении движения ледников. В этом уравнении чистый баланс массы b равен изменению глубины слоя льда h + изменение расхода льда q ; x — координата. Почти такое же выражение

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = i - f = i_0 \quad (7.26)$$

[Eagleson, 1970, с. 332] можно использовать для описания поверхностного стока. Если $i - f = i_0$, где i — интенсивность выпадающего

дождя, f — скорость инфильтрации, а i_0 — результирующая интенсивности дождя, то все это равно изменению глубины стока в потоке y + изменение расхода поверхностного стока на единицу длины потока (q).

Третий пример формулировки соотношения неразрывности взят из работы Киркби по склоновым процессам [Carson and Kirkby, 1972]. Выражение, полученное Киркби в обозначениях, представленных на рис. 7.9, заключается в следующем: перемещение обломков внутрь — перемещение обломков наружу на единицу длины профиля склона — увеличение мощности почвы из-за выветривания и привноса материала = уменьшению превышения земной поверхности. Разность в перемещении обломков (внутри и наружу) выражается через ds/dx ; изменение почвенной толщи из-за выветривания $(1-\mu)W$, где μ — постоянная, аналогичная постоянной Леманна [Lehmann, 1933], а W — скорость выветривания. Понижение уровня земли во времени выражается отношением — dy/dt (знак минус указывает на понижение уровня земли). Полное уравнение тогда примет вид

$$\frac{\partial s}{\partial x} - (\mu - 1) W = - \frac{\partial y}{\partial t}. \quad (7.27)$$

Второе уравнение неразрывности в работе Киркби связано с изменением мощности грунта, в дифференциальной форме оно имеет вид

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \frac{\partial y}{\partial t} + W = \mu W - \frac{\partial s}{\partial x}, \quad (7.28)$$

где $\partial z/\partial t$ — увеличение мощности грунта.

Первыми уравнениями, примененными для описания процесса теплопроводности, были уравнения диффузии, которые нашли применение в геоморфологии при изучении температуры почвы и гляциологических исследованиях. «Волна» холода на поверхности ледника распространяется в глубь его. Годовая «волна» может быть представлена аналогичным образом и описываться уравнением

$$T_t = T_s \sin \omega t \quad (\text{граничное условие при } y = 0), \quad (7.29)$$

где T_t — температура; t — время; ω — частота колебаний температуры на поверхности; T_s — амплитуда поверхностной температурной волны и



Рис. 7.9. Обозначения для вывода уравнения неразрывности [по Карсону и Киркби, 1972].

s — средний перенос обломков, включая органику, z — мощность почвенного слоя, w — скорость понижения поверхности коренных пород из-за выветривания

$$\frac{\partial T}{\partial t} = K \frac{\partial^2 T}{\partial y^2},$$

где y — толщина льда; K — коэффициент теплопроводности. Если решение получено, то можно найти температуру на глубине в момент времени t , т. е. $T(y, t)$, которая выражается формулой

$$T(y, t) = T_s \exp[-y(\omega/2K)^{1/2}] \sin[\omega t - y(\omega/2K)^{1/2}], \quad (7.30)$$

когда кратковременное возмущение (в период установления) не учитывается. Результат при $K=38 \text{ м}^2\text{год}^{-1}$, $\omega/2\pi\text{-год}^{-1}$ в двух видах приведен на рис. 7.10 по Патерсону [Paterson, 1969]. Шайдеггер

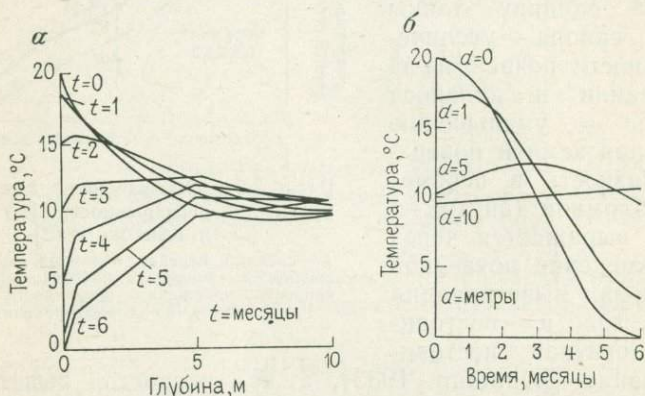


Рис. 7.10. Ослабление эффекта повышения температуры на поверхности ледника по мере прохождения температурной волны через толщу льда:

а — изменение с глубиной для фиксированных моментов времени; *б* — изменение температуры для фиксированных глубин. Обратите внимание (*б*), что положительное приращение температуры в момент времени $t=0$ достигает $d=5$ через 3 месяца. Ниже $d=10$ изменение со временем невелики [по Патерсону, 1969]

гер [Schiedegger, 1970] использует аналогию между высотой и температурой в целях получения уравнения диффузии для разрушения рельефа. Двумерное выражение термической диффузии задается уравнением

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \left[\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right], \quad (7.31)$$

где T — температура; x и y — пространственные координаты, а D — постоянная диффузия. Подставляя h вместо T (высоту вместо температуры) и рассматривая одномерный случай, получим следующее решение:

$$h = \frac{1}{(4\pi Dt)^{1/2}} \exp\left(-\frac{x^2}{4Dt}\right), \quad (7.32)$$

график которого приведен на рис. 7.11 для трех различных моментов времени.

Как было указано ранее, уравнение неразрывности представляет собой только один из элементов, необходимых для описания по-

ведения вещества. Другой неотъемлемой частью динамических временных моделей является уравнение движения. Они имеют гораздо большее число видов и не будут в подробностях обсуждаться здесь. Вместо этого будут рассмотрены три наиболее интересные и важные модели изменений во времени для того, чтобы показать различные аспекты и приложения моделирования, а также используемые математические операции.

КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ

Основная часть теории и метода для определения зон повышенной концентрации в потоке стала разрабатываться с 1955 г. Эта теория развивалась Лайтхиллом и Витманом [Lighthill и Whitham, 1955]. До этого она в качестве применения к приливным волнам была рассмотрена

Массау [Massau, 1889] и Седдоном [Seddon, 1900]. Существо проблемы состоит в следующем: каким образом можно изучить прохождение зон повышенной концентрации при данном движении некоторого вещества в русле, какие параметры характеризуют эту волну повышенной концентрации — как быстро она распространяется и при каких условиях рассеивает энергию?

Для того чтобы пояснить, что мы понимаем под термином «концентрация», рассмотрим несколько примеров. Поток автомобилей, движущихся по дороге, распределен пространственно неравномерно; чем ближе они друг к другу, тем больше их концентрация на единицу длины дороги. Известно, что при движении по шоссе участки высокой концентрации могут как бы проходить через поток и оставаться сзади него. Каждый автомобиль проходит через зону концентрации, потому что она (зона концентрации) движется по дороге медленнее, чем любой отдельно взятый автомобиль. Эта зона высокой концентрации представляет собой кинематическую волну. Другой пример — движение приливной волны в реке. Здесь концентрация представляет собой объем воды на единицу длины. Если русло имеет фиксированную форму, то концентрация будет зависеть только от глубины h (глубина потока в русле). На практике русло меняет форму, но глубина h изменяется более плавно, чем площадь поперечного сечения, и является, таким образом, предпочтительней. В другом примере Лангбейн и Леопольд [Langbein and Leopold, 1964] описывали концентрацию дюн и баров в акведуках и реках с точки зрения веса на единицу расстояния над плоскостью, представляющей собой отправную точку для описания движения. Наконец, Най [Nye, 1958] описал модель, в которой кинематическая волна ярко представлена изменением в высоте вдоль

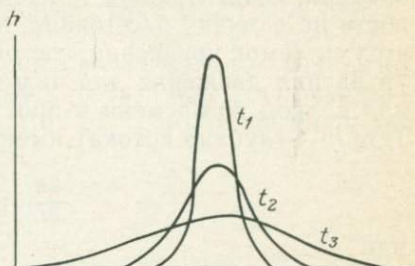


Рис. 7.11. Разрушение горы при допущениях диффузионной модели для трех последовательных моментов времени [по Шайдеггеру, 1970]

ледника, за исключением «языка», где она превращается в прямое движение.

В случае одномерного течения кинематические волны имеют место при наличии функциональной связи между расходом q , т. е. количеством жидкости, проходящей через данную точку в единицу времени, концентрацией k , представляющей собой количество жидкости на единицу расстояния, и положением x . Эта связь выражается системой уравнений, состоящей из уравнения неразрывности и уравнения движения для получения пути, проделанного «горбом» или волной во времени и пространстве. Уравнение неразрывности (где h — глубина потока) имеет вид

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = i_0,$$

или

$$\frac{\partial h}{\partial t} = i_0 - \frac{\partial q}{\partial x}, \quad (7.33)$$

где i_0 — чистая доля прироста поверхностного стока, или избыток дождя. Это уравнение показывает, что изменение глубины потока ($\partial h/\partial t$) со временем на склоне для очень короткого участка равно избытку осадков минус разность между приходом и расходом жидкости на этом участке (с. 172). При установившемся течении в русле постоянной ширины концентрация определяется глубиной. Тогда

$$q = \alpha h^m \quad (7.34)$$

связывает расход q с концентрацией h , где α — параметр кинематической волны размерности ($L^2 t^{-1}$); m — безразмерный параметр кинематической волны, связанный с шероховатостью поверхности. Для наиболее часто встречающихся поверхностей Хортон [Horton, 1939] принял $m=2$. Известно, что с помощью метода характеристик можно получить решение этой пары уравнений в виде

$$c = \frac{dx}{dt} = \alpha m h (m-1) = mV, \quad (7.35)$$

где α , m — параметры кинематической волны, являющиеся в поверхностном течении константами; V — скорость течения; $c = dx/dt$ — скорость распространения кинематической волны (паводка) вниз по уклону, поэтому легко видеть (при $m=2$), что она распространяется примерно в два раза быстрее, чем сама жидкость. Для ледника соответствующими уравнениями будут уравнения неразрывности

$$\frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} = b \quad (7.36)$$

и

$$q = \mu h, \quad (7.37)$$

где μ — средняя скорость по толщине ледника h .

Задача здесь состоит в том, чтобы определить, каким образом и через какой период времени избыток вещества (длительных снегопадов) по сравнению с «нормальным» установившимся режимом мог бы передаваться вниз по леднику как кинематическая волна и достигнуть языка. Прохождение волны вниз по леднику Мер де Гляс (Mer de Glace) во Франции за период в 9 лет было описано Либутри [Liboutry, 1958] и приведено на рис. 7.12, а. При некото-

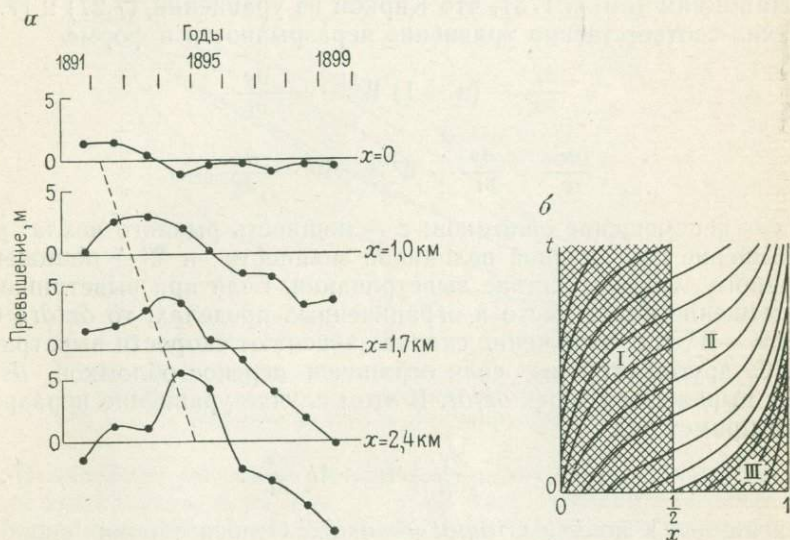


Рис. 7.12.

а. Прохождение поверхностной волны по леднику Мер де Гляс [по Патерсону, 1969; Либутри, 1958]. Каждый график показывает для поперечного сечения на расстоянии x относительную высоту ледника во времени. Нулевой уровень — произвольный в каждом случае. б. Траектории волны в плоскости x, t для идеального ледника [по Наяу, 1960]

рых допущениях уравнения, описывающие прохождение по леднику кинематической волны, с учетом значений скорости ее для реальных ледников можно решить опять-таки методом характеристик. Характеристики представляют собой траектории кинематических волн и в случае Наяу [Nye, 1960] для идеального ледника показаны на рис. 7.12, б. На этой диаграмме x — расстояние вдоль ледника, причем принимается, что x изменяется от 0 до 1, так что $1/2x$ разделяет зоны аккумуляции и абляции. Прямые, параллельные осям координат, «фиксировали» бы перемещение кинематической волны во времени (ось y) или пространстве (ось x). Сделав некоторые допущения о скорости деформации ледников, можно было бы использовать метод характеристик для предсказания ожидаемого времени ответных реакций на ряд импульсных входных сигналов. Однако этот анализ в дальнейшем усложняется тем, что сами кинематические волны подвержены диффузии и, таким образом, их форма искажается. Это связано с изменением характеристик скорости, а фактически с ее увеличением, замедлением скорости пере-

стройки и увеличением количества необходимой корректировки. И, наконец, Най [Nye, 1965] исследовал время ответной реакции с помощью передаточной функции, введенной нами ранее.

МОДЕЛЬ СКЛОНОВОГО ПРОЦЕССА (ТИПА ВОЗДЕЙСТВИЕ — ОТКЛИК)

Напомним (см. с. 173), что Киркби из уравнений (7.27) и (7.28) получил соответственно уравнение неразрывности в форме

$$\frac{\partial s}{\partial x} - (\mu - 1) W = - \frac{\partial y}{\partial t}$$

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \frac{\partial y}{\partial t} + W = \mu W - \frac{\partial s}{\partial x},$$

где s — перемещение обломков; z — мощность рыхлого чехла; y — превышение над данной величиной мощности и W — понижение коренного ложа вследствие выветривания. Если при выветривании перемещение имеет место в ограниченных пределах, то $\partial z/\partial t = 0$ и $\partial y/\partial t = -W$, т. е. понижение склона зависит от скорости выветривания. С другой стороны, если ограничен перенос обломков, $\partial s/\partial x$ будет выражаться через $\partial z/\partial t$. В этом случае уравнение неразрывности примет вид

$$\frac{\partial s}{\partial x} = -\mu \frac{\partial y}{\partial t} + (\mu - 1) \frac{\partial z}{\partial t}. \quad (7.38)$$

Полагая $\mu = 1$, получим $\partial y/\partial t = -\partial s/\partial x$. Относительная скорость транспортировки непосредственно связана (в одномерном случае) с пространственными изменениями транспортной мощности. Если предположить, что не существует предельного угла наклона склона, а происходит беспрепятственное базальное устранение и первоначальный склон прямой, то, разделяя переменные, можно получить решение дифференциального уравнения. Перемещение обломков s связано с функцией расстояния от раздела с некоей степенью местного наклона, т. е.

$$s = f(x) \left(\frac{\partial y}{\partial x} \right)^n. \quad (7.39)$$

Это уравнение можно продифференцировать и подставить в уравнение неразрывности, решение которого в этом случае известно [Carson, Kirkby, 1972]. Чисто математическое решение общего уравнения (как показывает последующий метод разделения переменных) является предметом аппроксимации, имеющей место, когда $f(x) = x^m$,

$$y = y_0 \left[1 - \left(\frac{x}{x_1} \right)^{(1-m)/n+1} \right], \quad (7.40)$$

где y — превышение; y_0 — превышение над водоразделом; x — расстояние от водораздела по горизонтали; x_1 — общее расстояние по горизонтали; m, n — показатели степени.

Это решение Киркби называет «характеристической формой», потому что оно зависит от процесса и не зависит от первоначальной формы и, следовательно, не должно изменяться с течением времени. Подставляя различные значения параметров m и n , получим частные решения из этой общей формы. Заметим, что, когда $m=1$, $y/y_0=1-(x/x_1)$ — прямая линия, независимо от n . Это, конечно, наблюдается тогда, когда возможность транспортировки будет



Рис. 7.13. Решения, соответствующие модели Киркби [1971] для различных значений параметров m и n . Расстояния по x и y — нормированы

просто линейной функцией расстояния от вершины. Виды можно стандартизировать, беря y/y_0 и x/x_0 так, что вертикальные оси представляют отношение локальной высоты к высоте водораздела, а горизонтальные оси — отношение локального расстояния от водораздела к наибольшему расстоянию от него. Подставляя соответствующие значения m и n (полученные из эмпирических данных) в уравнение (опять же с фиксированным водоразделом и выходом), получим характеристические формы для различных склонов. Эта диаграмма воспроизведена на рис. 7.13.

АНАЛИЗ УСТОЙЧИВОСТИ

В этом разделе рассматривается сравнительно недавняя экспериментальная работа Смита и Брезертон [Smith and Bretherton, 1972]. Задача состоит в получении решений уравнений, описывающих возмущения на: 1) поверхности, первоначально сглаженной, и 2) в системе V-образных русел. Решение задачи заключается в создании модели, использующей уравнения неразрывности и движения. На эту модель, описываемую, как правило, дифференциальными уравнениями в частных производных, накладываются возмущения. Другими словами, в речном бассейне, всюду находящемся в устойчивом состоянии, поверхность мгновенно претерпевает малые возмущения. Если это малое возмущение, воздействующее на модель, постепенно затухает, то говорят, что бассейн устойчив. С другой стороны, если поле воздействия на модель возмущение (т. е. впадина или поднятие) начинает расти, то бассейн —

неустойчив. К сожалению, этот метод применим только к малым возмущениям, так что если система неустойчива по отношению к этим возмущениям, то предположения, на которых основан метод, не позволяют нам сказать, будет ли система функционировать таким образом сколько-нибудь продолжительное время.

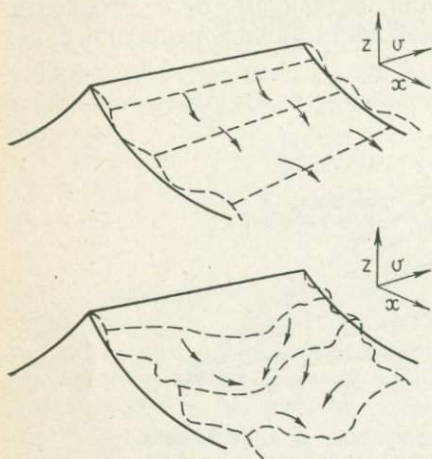


Рис. 7.14. Воздействия возмущений на поверхности. Верхняя диаграмма показывает эффект воздействия на пологий склон двумерных возмущений, параллельных оси x . Нижняя диаграмма показывает эффект трехмерных возмущений. [по Смигу и Брезертону, 1972]

В своем первом эксперименте Смит и Брезертон рассматривают только двумерные возмущения, направленные параллельно оси x (рис. 7.14). В этом случае возмущения устраняются, потому что с увеличением наклона склона увеличивается скорость транспортировки наносов, в то время как уменьшение наклона приводит к уменьшению транспортировки (перемещения). Один из выводов состоит в том, что перепад (перегиб) профиля склона всегда будет удаляться миграцией «вверх по градиенту» — наблюдение, подтвержденное работой на экспериментальных лотках. Второй эксперимент относится к трехмерным возмущениям. Из закона их передвижения следует, что при постоянной вогнутой форме поверхности

на ней не может существовать устойчивой системы русел; если же она прямая или выпуклая, то не существует неустойчивости и русла не могут развиваться из-за малых возмущений. В рельефе, объединяющем эти два элемента, в одной части (выпуклость) развитие русел сдерживалось бы (отрицательная обратная связь), в то время как в другой этого бы не произошло (положительная обратная связь).

Эта идея пространственной устойчивости и неустойчивости весьма важна и аналогична идее пространственного переходного режима, сравнимого с неустановившимся режимом во времени. Основное преимущество детерминированного математического моделирования заключается в проявлении взаимосвязи пространственных и временных компонентов. Однако, как показывает этот краткий обзор, получение аналитических решений для многомерных моделей, особенно для нелинейных, весьма трудно и пока что число трехмерных аналитических моделей ограничено. Некоторые из этих проблем можно было бы преодолеть при помощи физического моделирования (см. с. 184), но сейчас аналитическое моделирование является наиболее мощным орудием теоретической геоморфологии.

8. СТОХАСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМ ЭВОЛЮЦИИ

Стохастические модели — это модели, в которых присутствует некоторое количество неопределенности относительно результатов по некоторым переменным, представляющим собой выход модели. Например, предположим, что мы хотим моделировать процессы, действующие вдоль основного русла системы оврагов семиаридной зоны и что для этой модели необходимо знать сток притоков. Исследователь мог бы сопоставить степень случайности, имеющей место в природе, время и величину стока в притоках с предполагаемой частотой осадков.

В предыдущей главе мы занимались совершенно точным предсказанием геоморфологических явлений, используя соответствующие теоретические разработки, сформулированные на языке детерминистских законов. Зачем же тогда нам понадобилось вводить неопределенность? В пользу этого введения свидетельствуют два довода. Во-первых, как уже доказано, окружающий нас мир, будучи результатом долговременных изменяющихся процессов на различной литологической основе и при различных окружающих условиях, все время изменяется. Как сказал Мелтон [Melton, 1958], «...спорить о том, что будет ли когда-либо полностью объяснена эта изменчивость, представляется абсурдным». Другими словами, сложность, которая является неотъемлемым свойством реального мира, подразумевает, что «чистые» модели вряд ли когда-либо будут полностью соответствовать ему. Дэвис — автор циклической модели эволюции формы Земли — также признавал, что развитию идеального пенеплена могут воспрепятствовать сложность реального мира и величина необходимого для этого времени. Доказано, что в результате этой сложности только «осредненные» и устойчивые состояния, имеющие статистический характер, могут описываться процессом и являться его результатом. Легко допустить, что «каждый процесс является детерминированным, однако скорости и периоды их различны и результаты могут быть неотличимы от результатов случайных процессов» [Scheidegger, Langbein, 1966]. Признание этого фундаментального характера естественных процессов позволило выработать линию наступления на детерминированное моделирование. Вместо поиска очень сложной модели создатель стохастической модели начинает с очень простых предположений и постепенно накладывает ограничения на степень свободы своего случайного процесса.

Другой довод за использование стохастических процессов состоит в том, что входные сигналы из реального мира во многих моделях действительно являются случайными переменными. Некоторые входные переменные, такие, как скорость падения капли дождя в данную точку, обладают относительно короткой «памятью».

В этом отношении любая дождевая капля независима от предыдущей. Другие переменные обладают некоторой инерцией. Например, количество осадков за 24 ч будет, вероятно, связано с количеством осадков в предыдущие и последующие дни в области умеренной циклонической деятельности и т. д. Это явление можно описать с помощью трендов сезонных и случайных компонентов, как уже указывалось ранее (см. гл. 4). Такие воздействия можно легко ввести в модель, чтобы сделать ее более соответствующей действительности.

Когда в модель включен случайный компонент, то очень часто возникает проблема верификации и особенно, при необходимости признания модели свободной от субъективных факторов. Это связано с тем, что любой конкретный результат из-за природы процесса может представлять собой «хвост» распределения возможных выборочных результатов и, следовательно, быть сравнительно редким случаем. По этой причине множество результатов приходится получать до того, как станут известны устойчивые состояния. Если осредненный результат не подходит к современному ландшафту, мы должны тогда узнать — правильна ли модель и не сравниваем ли мы ее с «экстремальным» случаем в современном ландшафте. При детерминированном моделировании из-за того, что неопределенность в каждом отдельном компоненте модели не допускается, предпосылки, на которых они основываются, являются либо правильными, либо неправильными. При стохастическом моделировании имеется ограничение на степень неопределенности, но ударение делается на соответствие модели «в общем», что нельзя ни подтвердить, ни опровергнуть при помощи ее составных частей.

ТИПЫ СТОХАСТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Существует пять основных типов стохастического моделирования. Первый и наиболее грубый тип — применение случайных компонентов в модели, когда значение одной переменной в какой-либо другой детерминированной модели получается путем генерирования случайных чисел, подчиняющихся статистическому закону распределения, так называемым методом Монте-Карло. Такой метод можно использовать для определения начальных значений модели, которая впоследствии продолжает развиваться как детерминированная. Например, мы бы хотели задать значения высот некоторой гипотетической поверхности, чтобы затем задать начальное приближение, которое далее будет использоваться в модели речной сети. Будучи когда-то выбранными, эти значения высоты в дальнейшем не будут изменяться, что не приведет к исключению из модели всякой иной случайности.

Во втором типе могут потребоваться значения переменных в регулярных интервалах в течение действия модели и после того, как они найдены. Внутри модели имеет место упорядочивание в соответствии с установленными правилами. Она «развивается», а затем

привносятся новые значения переменных. Это общая форма цифрового вероятностного моделирования, обычно осуществляемого компьютером в дискретные промежутки времени.

В третьем типе выражены истинно стохастические процессы, в которых математические методы и предположения вводятся в модель и дают неопределенность скорее изнутри модели, чем из внешних источников. Этот подход успешно применяется, если значения, взятые для одного любого переменного, не зависят от значения любого другого и включают такие модели, как простое независимое случайное блуждание в цепи Маркова.

В четвертом типе присутствуют более сложные стохастические процессы, содержащие непрерывное время и пространство. До сих пор они использовались в геоморфологии только при теоретических разработках из-за трудностей получения соответствующих значений параметров моделей и решений уравнений. Примерами могут служить комплексные трехмерные стохастические диффузионные модели, такие, как разработанные Каллингом [Culling, 1963] и Шайдеггером [Scheidegger, 1970].

В пятом, наиболее абстрактном типе находятся модели, максимизирующие энтропию, которые относительно недавно были позаимствованы из статистической механики. Эти модели, все еще существенно вероятностные по природе, основываются на весьма различных и более фундаментальных предположениях, чем ранее приведенные типы, хотя в действительности они появились в числе первых стохастических моделей, описывающих геоморфологические явления. Фон Шеллинг [Von Schelling, 1951] широко использовал их для моделирования меандров.

МЕТОД МОНТЕ-КАРЛО

Представим себе модель, предназначенную для проверки теорий, относящихся к механизму сокращения и расширения термокарстовых озер. Одним из входных компонентов подобной модели могла бы быть скорость или направление ветра. Допустим, мы имеем «набеги» ветра одного направления, т. е. в течение некоторого периода ветер сначала дует в одном направлении, а затем в другом. Предположим, что определены механизм изменения направления, волновое развитие, тепловые изменения и рост озер. Проблема заключается в отыскании направления, скорости и периода ветра для модели способом, связанным с самими природными явлениями. Мы покажем только получение скоростей ветра.

В колонке 1 представлена скорость ветра по шкале Бьюфорта. Колонка 2 показывает вероятности скорости, равной по величине значению из колонки 1. В колонке 3 помещена функция распределения, дающая вероятность получения скорости, равной или меньшей значения скорости в колонке 1. В течение всего периода измерений скорости ветра здесь никогда не превышали 8. Это — априорные вероятности. Если мы разместим группы чисел от 0 до 999 (колонка 4) мы можем использовать датчик случайных чисел, что-

x	$P(W = x)$	$P(W < x)$	Случайные чис
1	2	3	4
0 —1	0,210	0,210	000—209
1+ —2	0,350	0,560	210—559
2+ —3	0,200	0,760	560—759
3+ —4	0,100	0,860	760—859
4+ —5	0,040	0,900	860—899
5+ —6	0,034	0,934	900—933
6+ —7	0,036	0,970	934—969
7+ —8	0,030	1,000	970—999
1,000			

бы наугад выбрать числа между 0 и 999. Используя их, мы можем начертить ряд скоростей ветра, обращаясь к соответствующему подмножеству, находящемуся в колонке 3. Аналогичную методику мы могли бы использовать для получения направления и периода. Этот метод пригоден для переменных, которые можно подразделить на дискретные классы. В этом случае нам пришлось бы преобразовать период изменения нашей переменной в 30-минутные интервалы, что было бы затруднительно. Генераторы непрерывных процессов, однако, используются для преодоления этой трудности с помощью уравнения для функции вероятности.

ЦИФРОВОЕ СТОХАСТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Метод Монте-Карло демонстрирует суть наиболее простых цифровых имитационных моделей, большинство из которых, если они включают вероятностные операции описанного ранее типа, относятся к так называемым «моделям Монте-Карло».

Основные доводы в пользу принятия имитационной методики в геоморфологии заключаются в следующем:

I. Многие системы или подсистемы, представляющие интерес для геоморфологов, невозможно наблюдать без вмешательства. Например, при изучении оползания почвы, русловых процессов и волновых явлений применение соответствующего прибора препятствует действию процесса.

II. Скорость действия геоморфологических процессов крайне мала. Известно, что если мы разработаем удовлетворительную модель (вероятностную или детерминированную), то сможем частично преодолеть это препятствие.

III. При создании имитационных моделей исследователь обязан уделять внимание «тонким» местам, так как в них больше всего проявляется неадекватность.

IV. Метод допускает уменьшение масштаба как во времени, так и в пространстве.

V. Метод способствует тщательной разработке конкретных моделей, относящихся к геоморфологическим процессам.

Эта последняя возможность использования является наиболее важным аргументом для работы по моделированию и наиболее ясно показывает область применения моделей. Здесь моделирование подобно многофакторному анализу используется в некотором отношении как приложение в исследовательских работах. В последнем случае целью является минимизация необходимой дисперсии. Считается, что наиболее удачные модели те, которые ближе всего соответствуют «реальности». К сожалению, проблема верификации, упомянутая ранее, возникает с новой силой и уже по трем причинам. Во-первых, нам приходится иметь дело не с самой реальностью, а с ее проявлениями, а это предусматривает потребность в информации более высокого уровня, чем та, которая сейчас имеется. Во-вторых, решение приходится выбирать согласно критерию, по которому оценивается соответствие между реальным миром и моделью. В-третьих, любая данная реальная форма может явиться результатом цепи возможных «случайностей». Таким образом, эта проблема является равнозначной проблеме, упомянутой в гл. 1.

При использовании моделирования в целях краткосрочного прогноза, проблемы не столь остры, хотя при этом могут быть разные цели. Мы можем проанализировать качество воды и величину расхода на основании моделирования данных многолетних наблюдений с привлечением только современного понимания механизма и предполагая, что экстраполяция будет соответствовать последующим наблюдениям. Такие модели признаются вполне соответствующими определению прогнозных моделей. Это, конечно, является общим основанием многих эмпирических правил. В гл. 4, где обсуждалось разбиение последовательности интервалов, было показано, что это разбиение приводит к основной имитационной модели для экстраполяции последующих значений.

За исключением использования моделирования в этих целях, все еще существуют значительные сомнения относительно преимуществ этой модели для решения других вопросов. По отношению к исследованиям и построению модели этот метод представляет собой «инструмент», находящийся в одном ряду с регрессией, преобразованием Фурье, принципом максимизации энтропии и т. д. До тех пор, пока трудности оценки достоверности результатов до конца не выяснены и исследователи «очарованы» больше техникой метода, чем его геоморфологическим смыслом, позиция осторожного оптимизма преобладает по отношению к этому методу. Другие формы и приемы использования моделирования, например при решении уравнений, уже опробованы и их полезность доказана. Это, однако, не относится к геоморфологии.

Существуют несколько сотен печатных и ротاپринтных работ по моделированию с использованием метода Монте-Карло таких явлений, как развитие речной сети, эволюция горных склонов, миграция прибрежных дюн, развитие осыпных склонов, разрастание систем известняковых пещер и прибрежных отмелей. На самом деле существует очень мало областей, где бы не применялись подобные модели. Здесь рассматриваются только две такие модели, по-

сколько они прекрасно демонстрируют общие методы и связаны с изменением во времени (в отличие, например, от процедуры случайной выборки).

Первая модель — модель речных перехватов Ховарда [Howard, 1971] (рис. 8.1, а). Здесь моделирование применяется потому, что

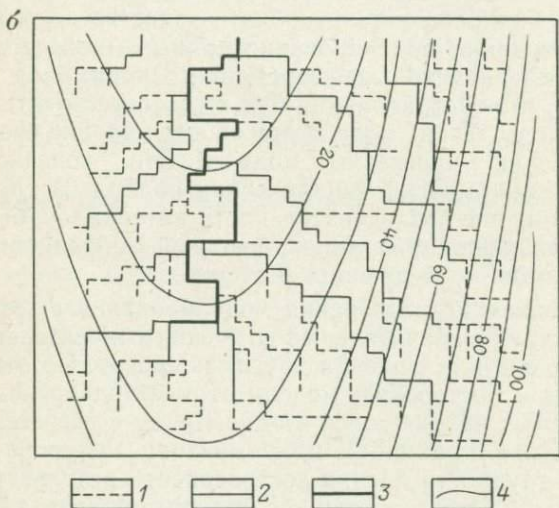
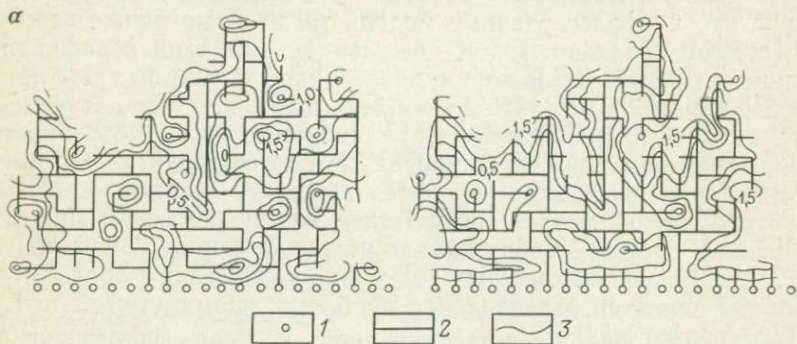


Рис. 8.1. Примеры картин речных притоков, смоделированных при помощи метода Монте-Карло:

а — две последовательные картины притоков, полученные Ховардом [1971] при использовании моделирования речного перехвата (1 — концевой створ, 2 — русла притоков, 3 — изолинии); б — картина притоков, полученная посредством моделирования на простой топографической поверхности [Торнес, 1971] (1 — 1-й порядок, 2 — 2-й порядок, 3 — 3-й порядок, 4 — изолинии)

это медленный процесс, поэтому трудно, а зачастую просто невозможно проследить его по картам или в поле. Эта модель является вероятностной, поскольку: (I) масштаб времени таков, что случайность, связанную с изменением превышений водоразделов, невозможно наблюдать в поле, поэтому ее приходится вводить в модель;

(II) в модели пространственного размещения притоков должны присутствовать некоторые закономерности, но в природе они наблюдаются реже, поэтому для «реализма» модели в нее следует ввести элементы случайности. Если разрешающая процедура получена, то необходимо действовать следующим образом, причем нижеперечисленные условия являются общими для большинства цифровых моделей:

- 1) задать начальные условия;
- 2) задать правила действия;
- 3) проверить работу (осуществить «прогон») модели;
- 4) провести вычисление и проанализировать полученные результаты;
- 5) вернуться к 2-му условию и продолжать указанные действия до тех пор, пока результаты не станут удовлетворительными.

Начальные условия задаются в виде матрицы 40×40 , ячейки которой заполнены сегментами притоков (один сегмент в каждой ячейке). Самый простой способ состоит в том, чтобы случайно взять ячейку и задать «приращение» притоку на один сегмент, причем этот сегмент может быть направлен с равной вероятностью в любом из четырех направлений, пока не будет достигнут другой приток или край матрицы. Некоторые потоки, смоделированные таким образом на различных математических поверхностях, показаны на рис. 8.1, б, взятом из работы Торнеса [Thornes, 1971].

Кроме задания схемы притоков следует задать и водоразделы вдоль каждого притока. Поскольку они изменяются во время работы модели, их следует задавать каждый раз после получения результатов. Уклоны задаются степенной функцией площади с отрицательным показателем степени в виде $S = KA^{-z}$, где S — уклон, A — площадь, z — эмпирическая величина. Основное предположение заключается в том, что вероятность перехвата увеличивается с увеличением отношения уклона между двумя притоками к уклону перехватываемого притока. Операция заключается в следующем: (1) надо наугад выбрать точку внутри речной сети; (2) проверить, имеет ли место перехват ее одним из окружающих притоков в соответствии с описанным выше правилом. Для этого надо рассмотреть четыре смежные ячейки, причем приток будет захвачен ячейкой с наибольшим отношением уклонов, имея в виду, что это отношение должно превышать генерируемое случайное число. Для того чтобы учесть все возможности, вводятся некоторые дополнительные правила; например, если две ячейки («захватчицы») имеют одинаковую вероятность захвата рассматриваемого притока, то наугад выбирается одна из них. Если произошло явление перехвата, то речная сеть перестраивается, превышения пересчитываются, и весь процесс повторяется. Для того чтобы не тратить много дорогого машинного времени, в действительности эта операция повторяется гораздо реже, чем первоначально требовалось моделию.

Достоверность результатов оценивается по степени их соответствия с хортоновскими характеристиками естественных русел и качественным исследованием влияния на результаты различных зна-

чений z и начальной конфигурации речной сети. Автор подчеркивает, что многие безразмерные характеристики речных сетей лучше описываются моделями, включающими перехват, чем более ранними моделями без его учета, «полагая, что процесс перехвата, по всей вероятности, весьма важен для развития речной сети, особенно на ранних стадиях». Далее автор приводит три аргумента, предостерегая читателя от излишнего оптимизма по поводу этого заключения: 1) степень улучшения результатов, получающихся за счет учета перехвата, относительно мала и может быть отнесена за счет случая; 2) возможно, существует убедительное объяснение тому, что отклонение естественных потоков от топологической случайности не имеет ничего общего с перехватом; и 3) признавая улучшение результатов за счет учета перехватов весьма незначительным, следует допустить, что оно с таким же успехом могло бы быть связано с некоторыми другими аспектами моделирования, например равномерным пространственным разбиением, предусматриваемым используемым методом.

Мы остановились на этой работе столь подробно потому, что она представляет собой ясное изложение методов и проблем цифрового моделирования. Вот некоторые из них:

1) упрощение системы, обусловленное требованиями, предъявляемыми вычислительной процедурой;

2) дискретная, постоянно меняющаяся итеративная процедура (т. е. постоянное повторение основных операций), которая отклоняется от нормальной в ту или другую сторону;

3) усложнение операции дополнительными правилами для учета всех возможных случаев;

4) согласование вопросов масштаба и правил действия, обусловленное требованиями, предъявляемыми вычислительной процедурой;

5) привлечение вероятностного метода в случае невозможности детерминированного подхода;

6) оценка достоверности модели по относительно грубому ряду критериев (например, имеет ли место перехват, и если да, то правильно ли мы понимаем его механизм?).

Второй пример — модель бара Херст Кастл [King, Mc Cullugh, 1971] в Южной Англии. Здесь авторы пытались смоделировать его специфическую особенность, используя методы, близкие к описанным выше. Авторы следовали модели Левиса [Lewis, 1931], в которой направление волны, ее тип, рефракция и глубина на определенном расстоянии от берега являются переменными одинаковой важности и подлежат включению в модель. Фактически в результате последовательности операций заполняется ряд ячеек матрицы для определения формы, задаваемой этими ячейками, а «оценка достоверности» модели заключается в основном в сравнении этих форм. Экспериментируя, можно было бы выработать весьма широкий класс условий и сделать ряд наблюдений, связанных с изменениями в моделируемом баре Херст Кастл. Если первый пример представляет собой большое количество «картин» бассейна, чьи

полные характеристики исследовались, а затем сравнивались с реальными, то второй пример показывает моделирование с использованием обратной связи. Это предусматривает, что после проверок, выявляющих неадекватную форму (плохое геометрическое соответствие), алгоритм моделирования, так же как частоты глубин и направлений и типы волн, следует изменять до тех пор, пока не получится более приемлемое соответствие форм. Очевидно, что влияние изменений в параметрах выбранной модели используется для моделирования результатов в реальном мире.

СТОХАСТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Только что описанные модели затрагивают процессы развития сложных систем во времени и пространстве в соответствии с вероятностными законами. Такие процессы называются стохастическими, они формализованы при помощи вычислительных операций, заключающихся в получении случайных чисел средствами электроники. Стохастические процессы можно представить механически: подбрасывание монеты или вытаскивание из ящика цветных шаров. Наконец, их можно сформулировать математически, т. е. мы можем описать ситуацию в реальном мире стохастическим процессом, сформулированным математически.

Рассмотрим в качестве примера случайное блуждание, простейший стохастический процесс. Механически его можно представить как водоток, который отклоняется влево или вправо по течению на определенную величину, равную единице расстояния; вероятность отклонения вправо или влево равна 0,5 (см. рис. 8.2, *a*). Модель могла бы быть составлена так, что струя отклонялась вправо или влево в соответствии с взятым наугад по методу Монте-Карло числом. «Прогнав» эту модель несколько тысяч раз, можно получить большое число значений и нанести их на график. Мы могли бы задать следующий вопрос: каково среднее число шагов, прежде чем водоток в первый раз коснется левого или правого борта долины. Или, если мы имеем два потока, текущие рядом, какова вероятность того, что один поток «захватит» другой, уклоняясь так далеко, что пойдет по другому руслу? Каждый «прогон» численной модели называется реализацией процесса. В этом процессе отклонение в каждой поворотной точке полностью независимо от отклонения на предыдущем шаге. Такие процессы, в которых значения левого или правого направления являются единственно возможными и, выбор направления при последующем шаге полностью независим от предыдущего, называются простым случайным блужданием. Нетрудно видеть, что остаточные речные участки, представленные на рис. 8.2, *a*, являются в действительности с некоторым допущением случаями простого случайного блуждания.

Стохастические процессы этого типа можно сформулировать математически. Если X_n — положение после шага n «растущего» водотока, то процесс описывается уравнением

$$X_n = X_{n-1} + Z_n,$$

где Z_n — скачок в n -й шаг и каждое Z независимо от любого другого шага; X_{n-1} — положение непосредственно перед скачком. Например, предположим, что водоток находится в положении 3 после

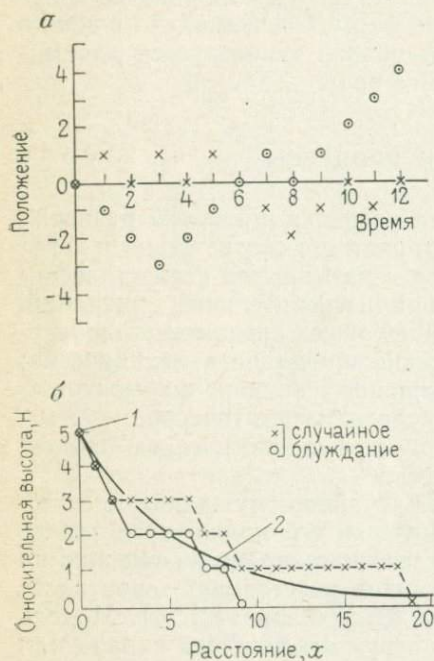


Рис. 8.2. Примеры случайного блуждания:

а — простые случайные блуждания для демонстрации участков, выработанных потоком, который отклоняется то вправо, то влево на фиксированную величину, равную единице расстояния, когда вероятность отклонения вправо или влево составляет 0,5; б — модель случайного блуждания Леопольда и Лэнгбейна [1962] для получения продольных речных профилей (1 — начальная точка, 2 — средний профиль)

6 шагов, в следующем шаге он может перейти в положение 2 или 4. Перемещение считается независимым от предыдущего. Математически, например, легко получить вероятность того, что из 16 шагов, 8 или 9 или любое другое число вплоть до 16 будут шагами влево. Аналогично мы можем вычислить вероятность, что «случайное блуждание реки» достигнет одного или другого ограничивающего берега. Возможность выразить проблему чистым математическим методом вместо обобщения тысяч «потоков» и последующего анализа распределений конкретных значений (например, число шагов, необходимых для достижения границы) приводит к громадной экономии вычислительных затрат. К сожалению, не все проблемы можно выразить на языке формального стохастического процесса, и число математически простых стохастических процессов мало!

В связи с этим необходимо указать на две следующие характерные особенности процесса простого случайного блуждания. Этот процесс дискретен во времени и пространстве. В рассмотренном случае возможные состояния представлены возможными положениями водотока. Вместо того, чтобы сказать, что водотоки находятся в положении i , мы говорим, что состояние i занято. Состояния здесь дискретны и имеют четкие границы. Дискретность во времени означает, что изменения, происходящие в системе, происходят через определенные интервалы времени. Дискретность в этом смысле подходит для моделирования речных перехватов и роста отмелей.

Случайное блуждание этого типа можно использовать в геоморфологии как для цифрового, так и для дедуктивного моделирования

ния, хотя последнее связано в основном с непрерывным временем и пространством. Леопольд и Лэнгбейн [Leopold and Langbein, 1962] использовали модель случайного блуждания для получения ряда речных профилей. Они выдвинули предположение, что наиболее вероятный продольный профиль реки при отсутствии ограничений на ее длину имел бы экспоненциальную форму, т. е. кривая сначала резко, а затем все более медленно асимптотически приближалась бы к оси x .

Модель имеет дело с потоком, в котором система может либо: а) оставаться на том же уровне, т. е. пребывать в том же самом состоянии, или б) перейти в новое, более низкое состояние. Система устроена так, что вероятность шага, ведущего вниз, уменьшается, так как уменьшается высота над базисным уровнем. Рис. 8.2, б показывает две реализации модели и «средний профиль», полученный после 100 «прогонов». При определенных условиях наиболее вероятный профиль будет экспоненциальным с отрицательным показателем степени. Простое случайное блуждание является процессом с полностью «свободной памятью».

В большинстве геоморфологических ситуаций кажется вполне закономерным ожидать более длинную «память», или можно сказать по крайней мере, что последовательные события будут частично зависимыми. Системы, в которых выход частично зависит от предыдущего выхода (а не от любого предшествующего ему выхода), проявляют марковское свойство. Каждый результат в последовательности экспериментов зависит только от состояния, занимаемого ранее. Чтобы проиллюстрировать эту модель, представим лягушку, прыгающую на большие листья лилий (рис. 8.3). Каждый лист — состояние, и когда лягушка занимает один лист, говорят, что она находится в этом состоянии. Мы можем наблюдать за лягушкой долгое время и зафиксировать время каждого прыжка, откуда и куда она прыгает. В течение долгого периода времени мы могли бы «распределить» число прыжков между различными листьями. Например, она могла прыгать с листа А на другие листья следующим образом (из тысячи прыжков):

с	на Б	на В	на Г	на Д
А	(200	400	300	100)

Соответственно, если мы видим лягушку на А, то можем утверждать, что вероятность прыжка ее на Б, В, Г и Д будет 0,2, 0,4, 0,3 и 0,1. Таким образом, рассматривая лягушку по очереди на каждом листе, мы можем получить матрицу вероятностей прыжка с каждого листа на другой лист. Эта матрица представляет фундаментальное значение для марковских цепей и называется матрицей перехода, поскольку ее элементы представляют собой вероятность перехода из одного состояния в другое. Если умножить матрицу саму на себя (возвести в квадрат), то в результате получатся вероятности перехода из одного состояния в другое на период в два шага. При повторении этой операции наступит ситуация, при кото-

рой все столбцы матрицы будут одинаковыми. Другими словами, после большого числа переходов начальная точка перестает быть связанной с матрицей перехода и повторные реализации процесса в конечном счете дадут одно и то же распределение занимаемых состояний. Такая структура является основой многих довольно сложных процессов. Например, определенные состояния могут быть поглощающими (однажды «достигнутые», реализация заканчи-

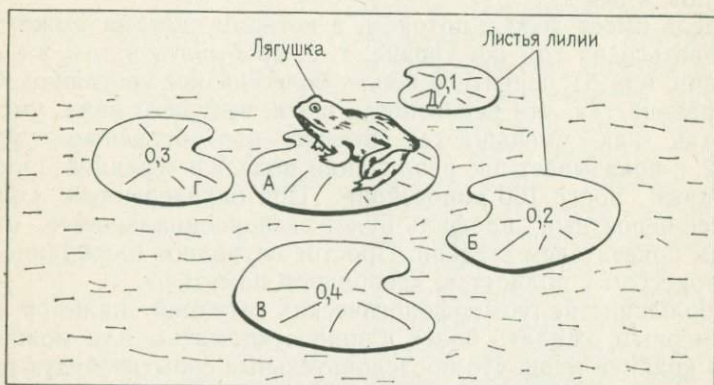


Рис. 8.3. Диаграмма «вероятностной» лягушки для иллюстрации понятия марковского свойства, когда каждый исход (положение в пруду) в последовательности экспериментов (прыжков) зависит от положения (листа), занимаемого ранее

вается); другие состояния могут быть рефлексивными (т. е. процесс возвращается в занимаемое ранее состояние). Рефлексивные состояния в модели случайного блуждания, описанного выше, имеют место тогда, когда водотоки «ударяют» в склон долины.

Цепная модель используется все еще не интенсивно при моделировании в геоморфологии, хотя, по-видимому, она имеет значительные потенциальные возможности для применения. Представим ряд ежедневных наблюдений на побережье, где береговая форма является результатом хорошо различных условий. Этими условиями могут быть: поднятие на дне моря и ветер, дующий на берег (состояние 1); поднятие на дне моря и ветер, дующий с берега (состояние 2); уровень самого моря и ветер, дующий на берег (состояние 3); уровень самого моря и ветер, дующий с берега (состояние 4).

Рассматривая эти условия, можно использовать матрицу перехода для данного побережья, чтобы ответить на вопросы:

1. Каково более вероятное распределение этих четырех волновых условий в течение длительного времени?

2. Предположим, в день наблюдения мы обнаружили, что побережье находится в определенных условиях. Какова вероятность того, что оно будет находиться 1) в тех же самых условиях через 1, 2 ... дней и 2) в любом другом состоянии через заданное количество дней?

3. Если мы выбрали произвольный день, какова средняя продолжительность наблюдений (в днях), необходимая для наблюдения всех или какого-либо состояния? Каковы дисперсии, связанные с этими средними?

Очевидно, что эти вопросы имеют такое же важное значение для экспериментальных целей, как и для теоретических положений и практических целей. Польза ответов на эти вопросы будет в большой степени зависеть от: 1) количества и продолжительности наблюдений, на которых основываются вероятности перехода; 2) будет ли в действительности ряд наблюдений марковским и; 3) действительно ли ряд является стационарным. Если система стационарна, это означает, что вероятность перехода не зависит от времени. В этой конкретной модели мы хотели бы получить матрицы сезонных переходов, представляющие, так сказать, зимние и летние условия, поскольку очевидно, что вероятности перехода будут меняться от сезона к сезону. Влажность почвы и ее пространственное распределение (с матрицами речных бассейнов или матрицами, представляющими водосборную площадь при различных условиях выпадения осадков) являются типичными для дискретных пространственно-временных наблюдений, характеризующихся инерционностью относительно низкого порядка. Марковский цепной процесс довольно интенсивно применялся в последнее время в геологических исследованиях [Harbaugh and Bouham-Carter, 1970].

Марковское свойство используется также при дедуктивном моделировании, где оно позволяет рассчитать вероятность перехода на чисто дедуктивной основе. В случае с прыгающей лягушкой мы можем, например, утверждать, что вероятность перехода основывается на относительных расстояниях от одного до всех остальных листьев лилии. Рассмотрим, к примеру, матрицу, введенную Шайдеггером [Scheidegger, 1966] для описания способа, которым речные притоки могут сливаться. Если приток i -того порядка, он может сливаться только либо с другим притоком i -того порядка, либо с притоками более высокого порядка j , где j больше или равен $i+1$. Пусть вероятность первого случая будет равна p , а второго — q . Поскольку может произойти только либо тот, либо другой случай, то $p+q=1$. Теперь, если p и q не зависят от порядка i , то имеем марковский процесс. Матрица примет вид, в котором состояния представляют собой порядки.

		j -количество притоков порядка $n+1$		
i -количество притоков порядка n		0	1	2
	0	1	0	0
	1	1	0	0
	2	q	p	0

Эта матрица трактуется следующим образом: элементы матрицы представляют собой вероятность появления j притоков $n+1$ порядков, если существует i притоков n -го порядка. Если же притоков n -го порядка не существует, то это означает, что не будет и

притоков $n+1$ порядка. Следовательно, переход может быть только от нуля к нулю. Если нет ни одного притока порядка n , то не может быть никаких притоков порядка $n+1$, так что элемент матрицы * равен единице. Если имеются два притока порядка n и они не сливаются, то не будет никаких притоков порядка $n+1$, и вероятность этого равна q . Если имеются два притока порядка n и один $n+1$, то они должны сливаться с вероятностью p . Наконец, при двух притоках порядка n вероятность получения двух притоков порядка $n+1$ равна нулю. Примечательно, что автор находит это перечисление весьма громоздким и предлагает использовать другие формулировки, более подходящие к используемой аналитической процедуре, но дедуктивный способ получения матрицы перехода достаточно ясен.

Последний пример дискретного формально стохастического процесса взят из теории массового обслуживания. Здесь стохастические процессы применяются для решения вопросов хранения информации и ее избытка в таких областях, как телефонная техника, изучение пропускной способности систем и линии массового производства. Эта теория может применяться в геоморфологии в тех случаях, где мы имеем дело со скоплением дискретных частиц, таких, как твердые и рыхлые частицы.

Обычно модели массового обслуживания включают появление элементов, ожидание ими своей очереди, обслуживание и удаление. Теория массового обслуживания выявляет следующие вопросы:

1. Если постоянно имеется в наличии механизм для удаления элементов, то за какой процент времени он будет использован?

2. Каково среднее количество ожидающих или стоящих в очереди элементов?

3. Какова вероятность получения какого-либо определенного номера в очереди?

4. Каково среднее время, затраченное элементом на ожидание?

Обычно мы имеем небольшую или же не имеем никакой априорной информации о времени поступления частицы и времени, требуемом для ее «обслуживания» (т. е. выход элемента из очереди), и их следует определять через статистическое распределение, параметры которого вычисляются из недостаточного количества данных. Для описания поступления частиц используется пуассоновский процесс, поскольку он обладает тем важным свойством, что для небольших интервалов времени вероятность более одного появления очень мала и время между двумя последовательными появлениями распределено экспоненциально. В простейших моделях время обслуживания описывается отрицательным экспоненциальным распределением. Совокупность этих двух распределений, считающихся неизменными (т. е. они стационарны), дает информацию, приведенную выше, если имеются значения различных параметров. В более сложных случаях при цифровом моделировании

* Здесь имеется в виду элемент, стоящий в первой строке и первом столбце (т. е. отвечающий $i=j=0$). — Прим. пер.

очереди используется метод Монте-Карло, который дает возможность получить «прибытие» и «убытие» и соответствующие размеры очереди или хранилища.

Особый интерес в геоморфологии представляют «массовые очереди», в которых появление и обслуживание могут происходить в группах. Таким образом, если существует возможность обслужить большее число элементов, чем имеется в очереди, то вся очередь исчезнет. Сразу вспоминается процесс удаления гравия, хранящегося в русле. Совокупность явлений, в которой вероятности появления вместо того, чтобы быть постоянными, меняются в течение дня (или года при сезонных процессах), также представляет значительный интерес для геоморфологов. Наконец, имеется ряд очередей, обладающих очень тесным сходством с определенными геоморфологическими ситуациями; например, расходы отложений в речной сети. Они обладают внутренней обратной связью, из-за перенасыщенности отложений в главном русле постепенно изменяются притоки. В большинстве работ этого типа усилия сконцентрированы на получении устойчивых решений, описывающих средние состояния объекта за продолжительный период времени. С этой точки зрения Торнес (1971) предложил дедуктивную модель развития каменистых склонов при различных окружающих условиях. Получить необходимые параметры для модели и оценить их оказывается весьма трудно из-за малочисленности данных. Под понятием устойчивого состояния подразумеваются процессы, протекающие без значительных изменений в скорости. На примере большинства рельефообразующих процессов, идущих крайне медленно, видно, что существует только относительно краткий период климатической устойчивости (порядка 400 лет), когда мы можем считать это условие выполненным.

Для модели развития склонов, основанной на теории массового обслуживания, было бы полезно предположить, что долина («точка эвакуации») содержит большое количество «выходов» или «служебных точек», каждая из которых действует произвольно, а не в порядке очередности. Это может привести к более хаотичной очереди, и склоновые частицы будут в меньшей степени походить на организованную очередь в магазине самообслуживания и в большей степени похожа на толпу футбольных болельщиков, устремившихся после окончания футбольного матча к различным выходам. Такая модель имеет распределение времени ожидания, более подходящее для природных явлений, где одни частицы после очень короткой остановки могут снова двигаться, а другие ждут своего продвижения очень долго.

ПРОЦЕССЫ, НЕПРЕРЫВНЫЕ ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ

Процессы, в которых время и состояние изменяются в четко определенных регулярных интервалах, легко понять и описать математически. Более того, они легко поддаются машинному модели-

рованию, где необходимы дискретные шаги. В природе, конечно, события редко бывают дискретными: ветер не дует непрерывно в течение тридцати минут или даже одной минуты; потоки не отклоняются на одну или несколько единиц вправо или влево; ледники не получают «стандартного» питания в виде выпавшего снега. К этой проблеме имеются два подхода. Во-первых, мы можем разбить показания приборов на более мелкие классы. Например, для характеристики направления мы можем взять 360 положений, которых вполне достаточно для сравнения с любыми эмпирическими данными. Проблема здесь состоит в том, что время вычисления, усилия и стоимость резко увеличиваются, особенно если имеются данные в виде матриц. Но все-таки этот прием часто используется как решение проблемы.

Во-вторых, мы могли бы ввести модели, которые основываются на непрерывных процессах и не ограничены искусственными временными и пространственными барьерами.

Если в предыдущих примерах длинный извилистый водоток будет наблюдаться в единичные временные интервалы, отклоняясь на некоторый угол (измеряемый, вероятно, в радианах) влево или вправо, то модель будет дискретной во времени, но непрерывной в пространстве. Аналогично модель совокупности частиц может быть прерывной в пространстве, если ожидаемое время появления следующей частицы или группы частиц будет постоянно меняться.

Рассмотрим теперь модель, описывающую расход реки. Автоматическая запись наблюдений такого типа, как изображено на рис. 1.2, показывает, что как время, так и пространство должны считаться непрерывными. Этот тип наблюдений можно считать реализацией стационарного стохастического процесса после удаления сезонных колебаний и тренда. В гл. 4, где обсуждались модели, необходимые для анализа временных данных, мы определяли авторегрессивный процесс, в котором естественный процесс, неразрывный во времени и пространстве, трактуется как дискретный только при анализе в фиксированные периоды времени, т. е. минуту, день или неделю. По аналогии с обсуждением в предыдущей главе наблюдений скорости мы ожидали, что, поскольку временной масштаб или шкала состояний в пространстве рассматриваются с большой точностью, нам следует переходить опять в область вычислений и описывать процессы дифференциальными уравнениями во времени или пространстве.

Допустим, что водоток вновь отклонился от своего первоначального положения. Если вместо перемещения на одну дискретную единицу Δ в единицу времени τ мы позволим и Δ , и τ (величина перемещения и необходимое для него время) уменьшаться до бесконечности (нуля), то процесс станет непрерывным во времени и пространстве. В этом случае он называется процессом винеровского типа или броуновским движением и представляет основу некоторых важных геоморфологических моделей. Дело в том, что из винеровского процесса можно получить одномерное уравнение диффузии при учете такого внешнего фактора, как гравитация, и

одномерное уравнение теплопроводности. Что касается детерминированных моделей, то решение этих уравнений зависит от начальных и граничных условий. Известный физик Чандрасекар (Chandrasekhar) в 1943 г. обобщил непрерывную модель случайного блуждания на двумерный и трехмерный случаи. Впоследствии это было продолжено Каллингом [Culling, 1963] и др. в разработке стохастических моделей перехода горных склонов в устойчивые профили. Целесообразно рассмотреть эту работу подробно, так как в ней наиболее ясно представлена сложная область исследований.

Каллинг принимает предположение Страхлера [Strahler, 1952], что сползание почвы является результатом случайных движений ее частиц. Воздействие силы тяжести просто помогает или препятствует случайно направленным движениям, которые происходят из-за теплового расширения и других возможных влияний: поверхностного натяжения и капиллярных сил; связывающих и поглощающих тенденций; химических, электрических, магнитных свойств и замерзания почвенной влаги. Движение частиц в системе управляется по существу наличием свободного пространства. Этот процесс похож на диффузию атомов в твердом теле, где направление перемещений ограничено структурой кристаллической решетки. Наличие свободного пространства зависит от плотности упаковки атомов формы решетки, в узлах которой они находятся, и вязкости заполнителя, но Каллинг утверждает, что, если взять большой объем, можно задать даже закон распределения свободного пространства.

Каждая частица, рассматриваемая в отсутствие действия внешних сил, перемещена в случайном направлении, и длина перемещения считается нормально распределенной с нулевым средним и очень незначительным стандартным отклонением. Другими словами, если мы наблюдаем большое число перемещений, полученных по методу Монте-Карло, используя нормальное распределение, то в результате получится сфера с высокой концентрацией у центра и постепенно снижающейся концентрацией по мере удаления от него, которую можно выразить с помощью кривой гауссовского или нормального распределения. Если направление смещения в любой момент времени не зависит от направления в любой предыдущий момент, то процесс будет марковским. Сила тяжести проявляется в увеличении вероятности движения вниз, сжимая нижние слои, а затем происходит уменьшение вероятности движения в этом направлении, пока не будет достигнуто некоторое структурное равновесие свободного пространства, т. е. пока почва не станет уплотненной. Распределение частоты смещений тогда станет нормальным.

Очевидно, что после достижения состояния равновесия для того, чтобы произошло новое смещение, на склоне вновь должно возникнуть пористое пространство. По мере того, как смещаемые частицы занимают это новое пространство, поры поднимаются к поверхности склона, дробясь и рассеиваясь. В конце концов они достигают поверхности склона.

При математическом описании этой модели Каллинг следовал идеям Чандрасехару [Chandrasekhar, 1943], рассматривая вначале одномерное случайное блуждание, которое затем обобщалось до трехмерного. Это привело к выражению вероятности того, что частица будет находиться в некотором положении (объеме) после определенного числа перемещений (ср. это с простым случайным блужданием, с. 189). В свою очередь, это выражение превратилось в трехмерное уравнение диффузии для концентрации частиц, коэффициент диффузии которых связан с длиной последовательных перемещений. Практическая проверка этой теории будет зависеть от эмпирических величин среднего перемещения отдельных частиц, но эти наблюдения до сих пор невозможно получить. Другим эмпирическим значением, необходимым для вычисления оползневой модели, является среднее время, в которое частица остается на одном месте. Не обращаясь к конкретным решениям, полученное соотношение указывает, что «воздействие на почву различных сил, ведущее к случайно направленному перемещению частиц, проявляется в медленной диффузии частиц из какого-либо места повышенной концентрации в соседнее место с пониженной концентрацией со скоростью, пропорциональной градиенту концентрации». Исходя из соотношения этого градиента к высоте, Каллинг получил уравнение, определяющее уменьшение высоты и весьма похожее на уравнение, имеющееся в предыдущей главе,

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -K \left(\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} \right),$$

где $\partial z/\partial t$ — частная производная высоты по времени; x и y — координаты; K — коэффициент диффузии частиц почвы, (берется равным 0,5468, если средний квадрат разностей длины, взятых в последовательные моменты времени, принимается равным 1 мм² и имеет размерность L^2/T). Это уравнение используется при изучении денудации почвенных склонов. Предполагается, что движение частиц почвы ограничено наличием пор. Однако уравнение не учитывает движения массы, вызванного обвалом, и действие текущей воды. Приведенное в первом случае уравнение не годится, необходима стохастическая модель с привлечением законов механики.

Методы, применяемые для решения принятой диффузионной модели, идентичны методам, применяемым при детерминированном моделировании, но диффузионная модель сформулирована с дедуктивной стохастической точки зрения, что и представляет для нас интерес. Проблемы задания граничных условий аналогичны таковым в детерминированных моделях и они определяют главным образом тип получающегося процесса развития склона. Действительно можно было бы сказать, что весь круг геоморфологических проблем связан с выбором соответствующих граничных условий для решений уравнений диффузии, и Каллинг рассматривает их именно с этой точки зрения. Эта близость современных математических детерминированных и вероятностных моделей на основе од-

ной и той же физической теории является одновременно обнадеживающей и тревожной. Обнадеживающей потому, что ставит основные рабочие методы в один ряд с методами соответствующих дисциплин, а тревожной потому, что ограничивает связь геоморфологической мысли со специфической, хотя и хорошо проверенной, основой физической теории.

Шайдеггер применяет уравнение диффузии для описания рельефа, используя аналогии между температурой T и высотой h , а также изменение количества тепла Q и массы M , так что

$$T \leftrightarrow h$$

и

$$dQ \leftrightarrow dM$$

И снова эта аналогия ведет непосредственно к уравнению типа диффузии относительно высоты, для которого хорошо известны частные решения, показанные на рис. 7.11 для процесса разрушения горы.

ЭНТРОПИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Подходы к геоморфологическим проблемам с точки зрения статистической физики заключаются в использовании для моделирования в качестве отправной точки термодинамических принципов. Такой подход исходит из работы Стралера [Strahler, 1950], хотя толчок к ее использованию был дан Чорли [Chorley, 1962], в чьей работе содержатся четкие разъяснения по этому вопросу, а также дальнейших исследований Леопольда и Лэнгбейна [Leopold, Langbein, 1962], Шайдеггера [Scheidegger, 1964] и Янга [Yang, 1970, 1971]. Эта идея обсуждается здесь, в частности, потому, что принцип максимизации энтропии излагается в статистической форме. Слово «энтропия» было введено Клаузиусом для описания перехода, происходящего каждый раз, когда имеют место превращения между тепловой и механической энергией. Если физическая система переходит из одного состояния в другое, каждое из которых характеризуется определенной комбинацией давления, температуры, состава и магнитного поля, то согласно Клаузиусу, изменение энтропии подсчитывается делением каждой величины приращения тепла на абсолютную температуру, при которой это приращение тепла происходит, т. е.

$$S = \int \frac{x_2}{x_1} \left(\frac{dQ}{T} \right),$$

где dQ — обратимое приращение тепла; T — абсолютная температура; x_1 и x_2 — данные граничные состояния.

При необратимых процессах, таких, как переход тепла от горячего тела к холодному, это количество, называемое энтропией, увеличивается с течением времени или, возможно, остается постоянным.

ным, но не может уменьшаться. После необратимого процесса энтропия всегда больше, чем до него, это и есть закон увеличения энтропии, известный как второй закон термодинамики. При необратимых процессах система с течением времени становится все более беспорядочной. Если в бутылке слой голубого песка аккуратно распределен над слоем белого песка, то энергичное встряхивание вызовет их перемешивание. Продолжительное встряхивание, однако, не сможет, вероятно, заставить белые и голубые песчинки опять разделиться на два слоя. При переходе тепла от горячего тела к более холодному сохраняются те же принципы. Температура тела связана со средней кинетической энергией молекул. Молекулы горячего тела обладают в среднем большей кинетической энергией, чем молекулы холодного. Сначала мы имеем некоторое разделение между двумя классами молекул — с высокой и более низкой кинетической энергией. После того, как произошел переход тепла, «организованная», «упорядоченная» структура двух классов теряется. Молекулы с высокой энергией смешиваются с молекулами пониженной энергии, вследствие чего здесь также увеличивается неупорядоченность. Таким образом, второй закон термодинамики можно также сформулировать следующим образом: «Общая беспорядочность увеличивается при необратимых процессах, но никогда не уменьшается».

Эту неупорядоченность можно выразить с точки зрения вероятности. Если мы подкидываем большое количество монет или одну монету много раз, то наиболее вероятный результат выразится в равном количестве орлов и решек. Вообще говоря, возможно, что все исходы будут только орлами или решками, но это мало вероятно. Для большинства систем беспорядочное состояние более вероятно. Таким же образом, после встряхивания песчинок, возможно, что все голубые песчинки вновь окажутся наверху, но это крайне мало вероятно. Другими словами, при необратимых процессах системы переходят в более вероятное состояние.

Если у нас имеется мера вероятности какого-либо отдельного состояния системы, мы сможем сравнить все другие состояния, чтобы найти наиболее вероятное; мы можем также использовать его в качестве меры энтропии системы. Шеннон ввел меру, выраженную через вероятность и имеющую вид

$$S = -K \sum p_i \ln p_i^*,$$

где S — энтропия системы. Отсюда следует, что S максимальна, когда вероятности каждого возможного состояния равны, т. е. когда все n состояний обладают вероятностью $p = 1/n$, и минимальна, когда возможно только одно состояние, а вероятность всех других состояний равна нулю.

Эта концепция энтропии стала важным элементом в исследовательской методологии, так как мы можем обойти барьеры, препят-

* Положив $K = \ln 2$, легко привести это выражение к принятой форме: $S = -\sum p_i \log_2 p_i$. — Прим. ред.

ствующие достижению наиболее вероятного состояния. Такие барьеры связаны с необратимыми процессами. Основной принцип исследования заключается в следующем: наиболее вероятное состояние, при котором энтропия максимальна. Это такое состояние, которое наименее упорядочено и для которого нужна наименьшая информация. Если наиболее вероятное состояние для какой-либо системы получено только из вероятностных соображений, нам не придется делать никаких предположений относительно ее функционирования. Если мы впоследствии наложим ограничения на эту наименее вероятную ситуацию и рассмотрим получившиеся результаты, то увидим какое влияние оказывает это ограничение.

Другими словами, мы начинаем с противоположного конца, двигаясь к более условным методам. Вместо того чтобы создавать очень сложную модель реальности с большим числом переменных, взаимосвязей и допущений, мы говорим: давайте не будем делать никаких предположений, получим наиболее вероятное состояние, а затем посмотрим, какое воздействие оказывает введение некоторых отдельных ограничений. На математическом языке необходимы следующие этапы:

- 1) определить состояние;
- 2) получить выражение для энтропии (как указано выше) объекта, чтобы затем наложить ограничения, выраженные количественно;
- 3) взять производную этого выражения и приравнять ее к нулю;
- 4) получить решение дифференциального уравнения;
- 5) проанализировать получающееся множество возможных состояний, чтобы оценить влияние ограничений;
- 6) вновь смоделировать систему, взяв противоположные или дополнительные ограничения.

Этот метод с большим успехом использовался Вильсоном [Wilson, 1970] для анализа систем городов, но в геоморфологии такой метод используется относительно редко частично из-за сложностей определения соответствующих ему состояний, дискретного характера состояний и трудностей получения решений дифференциальных уравнений, которые представляют весьма значительную проблему.

Примером использования принципа максимизации энтропии является моделирование меандр фон Шеллингом, где рассмотрено случайное блуждание, в котором задано частичное распределение первых разностей. Это означает, что угловая разность между двумя последовательными положениями русла находится из распределения вероятности. Наиболее вероятной траекторией будет та, на которой энтропия системы при заданных ограничениях максимальна. Если энтропия системы без учета ограничений равна Q , то следует добавить налагаемые ограничения F и G . Ограничения в данном случае таковы, что траектория должна проходить через данную точку $x_j y_j$ после j -того шага. Другими словами, моделируется наиболее вероятная траектория между двумя точками $x_0 y_0$ и $x_j y_j$. Комбинация этих выражений $H = Q + \lambda F + u G$ (где λ и u — множи-

тели Лангража, облегчающие решение) должна быть максимизирована, поскольку здесь представлена энтропия системы. Это выражение дифференцируется и производная приравняется нулю, затем решается система для нахождения u и λ и получается несколько участков меандр, соответствующих первоначально заданному распределению. Если предположить, что угловая разность подчиняется нормальному закону распределения, то результатом, как известно, будет набор регулярных кривых. При обсуждении этой работы Шайдеггер [Scheidegger, 1970] подчеркнул, что скорее необходимо получить средний (или ожидаемый) спектр меандр, основанный на статистической теории, чем наиболее вероятный.

Здесь интересны не столько сами конкретные примеры или даже методы, сколько всеобъемлющий подход, дающий возможность решать различные по характеру задачи. Изложение этого подхода здесь довольно поверхностное, и за дальнейшими разъяснениями читателю следует обратиться к работам Бриллюэна [Brillouin, 1956] и Вильсона [Wilson, 1970].

Второй закон термодинамики и вытекающие из него следствия, конечно, находят применение при рассмотрении детерминированных оснований в геоморфологии, особенно для получения устойчивых состояний в динамических системах. Работы Янга [Yang, 1970, 1971] являются показательными в этом отношении. В обеих работах он использовал операцию минимизации некоторой формы при налагаемых на нее ограничениях, чтобы получить устойчивую геоморфологическую картину речных систем.

Как и во многих других теоретических моделях, сравнение получающихся результатов с реальностью очень часто затруднено, потому что в реальных ландшафтах присутствует много «шума». Причиной являются также трудности верификации стохастических процессов, так как условия устойчивого состояния в природе реализуются менее часто, чем это утверждает модель развития рельефа Хэка [Hack, 1960]. Для средних и больших масштабов времени трудности эти наиболее актуальны, ибо именно здесь климатическая и тектоническая неустойчивость приводит к возмущениям в условиях устойчивого состояния. В теоретической модели необходимо уделить больше внимания исследованию поведения системы в переходный период и меньше делать ссылок на модели состояния устойчивого равновесия и конечно состояния (принцип максимизации энтропии).

9. ПРОСТРАНСТВО И ВРЕМЯ

В реальном мире события происходят как в пространстве, так и во времени. В самом деле, нельзя рассматривать точечные состояния во времени независимо от смежных точечных состояний. События можно легко обрабатывать описанными выше методами в том случае, если они разделены в пространстве. К сожалению, какие-либо выводы о их свершении во времени *нельзя* экстраполировать на основании событий, соседних с ними во времени. Представьте себе трудность описания, например, выпадения осадков в бассейне, если количество осадков, выпадающих в каждой точке, не зависит от количества осадков в соседних точках! В действительности количество осадков в одной точке близко к количеству осадков в другой точке; чем ближе расположены регистрирующие станции, тем более близкими будут данные о количестве осадков. Есть другая, более важная причина избегать искусственного противопоставления пространства и времени. Дело в том, что площадь и расстояние являются характеристиками, которые играют решающую роль в процессе во многих отношениях — например, площадь сбора атмосферных осадков или в качестве фактора инерции и трения. В этом случае они играют различную и намного более определенную роль, чем течение времени.

Дополнительное важное различие между временем и пространством, с которым следует считаться, это многонаправленный характер пространства. Время идет вперед, и то, что прошло, потеряно в том смысле, что система не может изменить *прошлые* значения в своих управляющих переменных обратной связи. Подобным образом, геоморфологическая система не может предвидеть свое состояние в будущем. В отличие от времени пространство многомерно, и какие-либо величины на востоке могут иметь такое же значение, как и на западе, параметры русла можно анализировать как до прохождения паводковой волны, так и после него.

Пространственные характеристики системы представляют собой значения, которые принимают переменные по мере изменения местоположения. Иногда может быть полезным рассмотрение частоты явлений по пространству — например, длина волн, выше которой процесс становится эффективным. Однако в геоморфологии задачи обычно рассматриваются в условных декартовых координатах, т. е. положением в параллелепипеде, которое определяется осями X, Y и Z. Выбор начала координат (рис. 9.1) является произвольным для любой рассматриваемой системы. Иногда можно найти «логически обоснованные» точки для выбора начала координат — например, в точке максимальной мощности льда в пространственной модели послеледникового поднятия. Пространственные переменные можно обрабатывать при помощи тех же мате-

матических приемов, что и другие переменные (такие, как влажность почвы или размер зерен), и поэтому их можно использовать в детерминированных моделях.

Если явление характеризуется двумя пространственными переменными, то систему можно легко представить в графическом виде. Прежде чем такая возможность будет потеряна, можно добавить лишь еще одно измерение. Так же как и в других науках, в

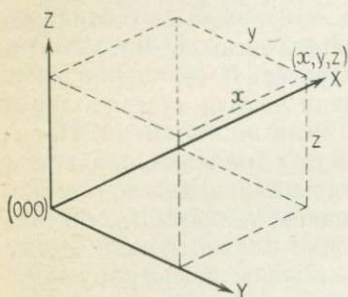


Рис. 9.1. Декартова система координат, применяемая для общепринятого изображения трехмерной пространства

геоморфологии главной проблемой является совместное представление пространства, времени и некоторых других переменных. Более того, при проектировании геоморфологических экспериментов, имеющих место при сборе данных, необходимо конкретно выяснить пространство—время. В данной работе было бы невозможно рассмотреть весь ряд проблем сбора и анализа данных и построения модели, которые связаны с введением определенного пространственного компонента. Вместо этого мы приведем общую типологию пространственно-временных моделей, которая может служить руководством при выяснении круга основных вопросов, которые

следует подчеркнуть при совместном рассмотрении проблем пространства—времени. Ниже мы рассмотрим некоторые вопросы, связанные с масштабом.

ОСНОВНЫЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Мы выбрали слово «структура» для того, чтобы охватить широкий круг механизмов обработки информации — от проектов сбора данных до создания стохастических моделей (табл. 9.1). Некоторые ключевые свойства структур таковы, что определение типа рассматриваемой структуры связано с решением вопроса — является ли целью построение модели, эмпирическое исследование или сбор данных?

НУЛЕВОЙ ПОРЯДОК

Простейшими структурами пространства — времени являются те, в которых время и пространство рассматриваются отдельно, независимо друг от друга. Изменение ширины русла вниз по течению, современное положение эрозионных останцов, положение края льда в определенный момент времени — это примеры пространственно-временных структур такого типа, однако они немногочисленны.

Классификация типов моделей на основе пространственно-временных структур

Порядок	Элементы	Данные	Эмпирические	Детерминированные	Вероятностные
0	Время	Последовательное время	Автокорреляция на станции	Теплопроводность в грунтах	Модель Бокса—Дженкинса
	Пространство	Последовательное пространство	Изменения в ширине вниз по течению	Характерные формы, развивающиеся в условиях равновесия, не зависящего от времени	Модель Бокса—Дженкинса
1	Дискретное время + Дискретное пространство	Последовательное время для нескольких местоположений	Еженедельные наблюдения за стоком на нескольких различных станциях	Модели с различными параметрами для различных местоположений, например гидрологические модели	Марковские модели для различных местоположений, например для грозových систем
2	Время дискретное Пространство непрерывное	Пространственная форма на временных интервалах	Изменение местных свойств в течение времени	Изменение свойств форм рельефа с течением времени, включая пороги	Случайные блуждающие модели в дискретном времени
	Пространство дискретное Время непрерывное	Непрерывная запись стадий на нескольких станциях	Автокорреляционные свойства, сравниваемые для различных местоположений	Физические модели выноса наносов с пространственно изменяющимися параметрами	Регионализированные модели с непрерывным временем
3	Пространство непрерывное Время непрерывное	Фактически пока еще не получены	Все дискретные модели	Волновые модели и модели устойчивости склонов	Диффузионные модели, основанные на случайном блуждании
4	Многoperеменное пространство — время	Работающая сеть	Факторный анализ речного бассейна или данные для нескольких периодов	Большая часть гидрологических моделей и модели выхода осадков. Склоновая модель Льюка	Модели вероятностных процессов в развитии склонов Каллинга. Имитационные модели

Данные обычно представлены в виде карты или серии значений переменной, которые расположены вдоль некоторой линии (например, профиль склона). Эмпирические анализы пространственных данных могут принять формы анализа точечных процессов (например, карстовые воронки) или анализа линейных пространственных данных при помощи методов, похожих на методы, которые преобладают при анализе временных серий (см. гл. 4). Создание детерминированных моделей временных структур не слишком трудно даже при отсутствии пространственных данных — например, анализ колебаний температуры почвы в точке. Детерминированные модели не имеют в виду случая, когда пространственные переменные даны лишь для одного момента времени. Исключение представляет лишь особый класс моделей, которые описывают «равновесное» состояние, не зависящее от времени. Например, именно таким случаем является решение уравнений течения для получения устойчивого распределения почвенной влаги. Подобным же образом мы находим основное несоответствие в некоторых моделях склоновых процессов, которые объясняют «характерную форму», но не дают выхода на стадию процесса.

Это же не обязательно будет справедливым для пространственных данных в вероятностных моделях, ибо можно «создать» пространственные распределения, независимые от времени, путем использования существующих конфигураций. Иногда бывает полезным делать это, например, в тех случаях, когда вероятностные процессы дают информацию о реальных процессах, но, к сожалению, это встречается редко [Gudgin, Thorne, 1974]. Так же как и временные модели, они имеют некоторое применение для прогнозирования явлений, однако следует заметить, что прогнозирование пространственных явлений на основе стохастических моделей содержит в себе намного больше ошибок.

Некоторые работы стремятся рассмотреть случаи для принятия статистического понятия эргодичности, о которой мы кратко упоминали в гл. 1. По существу это допущение о том, что распределение некоторого свойства в одном разрезе времени такое же, как и распределение его проявления в течение времени. В геоморфологии это означает, что *временные* стадии будут присутствовать в тех же соотношениях, что и в *пространственном* распределении для данного времени. К сожалению, концепция свойства распределения была замещена концепцией связи с особым последовательным развитием. Идентификация предполагаемой последовательности форм, основанная на анализе современного облика рельефа, приводит к затруднениям. Там, где из датированных фрагментов *известно*, что такая последовательность существует [например, Brunnsden, Kesel, 1973], там нет необходимости обращаться к эргодической гипотезе; там же, где такая последовательность не может быть однозначно доказана, возникает искушение расположить явления в предполагаемой последовательности, а в таком случае теория не нуждается в помощи. Эту относительно сложную абстрактную концепцию следует использовать с осторожностью.

Мы имеем дело со структурами первого порядка в тех случаях, когда и пространство, и время рассматриваются как дискретные и имеет место лишь одна переменная величина. Обычно интерес представляют вопрос о величине переменной в нескольких точках, и последующее ее изменение по истечению времени, из чего следует более строгий проект сбора данных по сравнению со сбором данных для моделей нулевого порядка. Под этим следует подразумевать сравнимость значений в нескольких точках в одно и то же время или одного местоположения в разные моменты времени. Местоположения являются дискретными. Например, они могут представлять собой ряд положений языка ледника, наблюдаемых 1 июля каждого года в десяти различных регионах Северной Европы. Независимой переменной может быть изменение положения языка ледника, выраженное в процентах, с ссылкой на некоторые локальные датировки.

В частности, можно предвидеть, что при наличии достаточно длинной записи эмпирические анализы будут связаны с кросс-спектральным исследованием. Если время наблюдения точно не устанавливалось, то соответствующая эмпирическая модель может представлять собой анализ отклонений, при этом вклад, сделанный в общее отклонение одной точкой, сравнивается с различием в периоде. Такой анализ будет менее строгим в своих статистических допущениях.

Особенность структур первого порядка с построением детерминированных моделей заключается в получении региональных значений для параметров. Это значит, например, что общая модель, связывающая скорость течения с глубиной потока, продольным уклоном русла и шероховатостью, будет требовать разных значений шероховатости для склонов и для русла. Такое порайонное различие или пространственная разрозненность ставит серьезные проблемы перед детерминированным моделированием и часто является основанием для малой возможности копирования таких моделей. Эти трудности часто можно преодолеть при помощи создания математической модели или при допущении, что изменение систем происходит тогда, когда они проходят пространственные пороги. Метод, посредством которого модели связываются воедино, известен как объединяющий. Может быть, мы сумеем показать трудность решения этой задачи, если зададим читателю риторический вопрос: «Какова связь между величиной и частотой перемещения наносов в русле, скоростью эрозии под действием потока на основе уклона его продольного профиля и пространственной и временной изменчивостью медленного смещения грунта на некотором удаленном от русла склона?»

Несколько важных стохастических моделей специально предназначены для раскрытия особенностей дискретного времени и пространства в моделях первого порядка. Заслуживают внимания авторегрессионные модели с регионализированными параметрами.

Как и большая часть других временных моделей, они требуют регулярного (по пространству) сбора данных и весьма строгих предположений об их характере. На примере стохастического моделирования в дискретном времени и пространстве Торнес [Thornes, 1972] показал, что авторегрессионные свойства дискретных серий склонов изменяются согласно времени, на протяжении которого склоны смещаются по направлению к устойчивому состоянию.

СТРУКТУРЫ ВТОРОГО ПОРЯДКА

Модель относится к моделям второго порядка, если одна из переменных рассматривается как непрерывная. Простейшей формой являются последовательные профили; типичный пример полу-

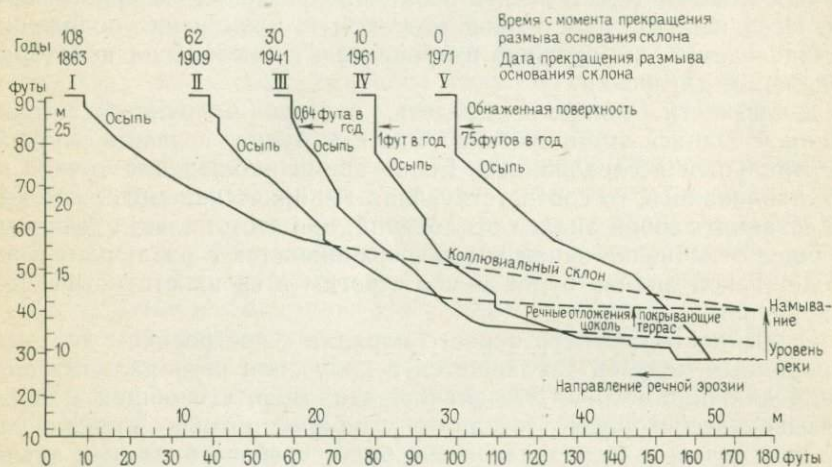


Рис. 9.2. Последовательные профили склонов обрыва р. Миссисипи вблизи Порт-Гудзон, штат Луизиана, которые показывают непрерывное пространственное распределение относительных превышений. Каждая линия представляет собой «тонкий временной срез». Эти данные являются пространственно-временной структурой второго порядка [по Brunson, Kesel, 1973].

I — эрозия в основании склона отсутствует; II — продолжается накопление материала в основании склона; III — накопление материала в основании склона, пойма достигает подножия склона; IV — только размыв основания склона; V — современный размыв основания склона

ченной и используемой информации представлен на рис. 9.2. Непрерывные пространственные распределения содержат линейные данные, как часто показано на картах — таких, как рисунок речной сети или береговые линии. Каждый момент времени можно представить картой (рис. 9.3). Модели с дискретным пространством и непрерывным временем в геоморфологии встречаются относительно редко. Основная причина этого заключается в том, что: 1) непрерывная регистрация многих параметров является технически трудной и относительно дорогостоящей, и 2) в тех случаях, когда такие данные есть (они могут быть получены, например, пу-

тем использования тензометров или термистров), сравнительно мало используются аналитические приемы, которые хорошо разработаны для аналогичных процедур в других науках. Обычно процедура заключается в отборе данных и затем в применении оцифрованного выхода из такой развертки. Этот прием дифференцирования непрерывного ряда данных на выполнимые порции (ср. гл. 1) превращает задачу в структуру первого типа. Эта главная пробле-

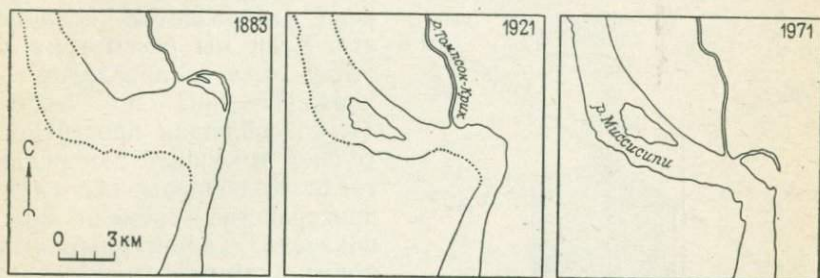


Рис. 9.3. Три карты, представляющие собой последовательные «тонкие временные срезы» и показывающие пространственные изменения положения русла р. Миссисипи в 1883, 1921 и 1971 гг.

Источник: Геологическая служба США

ма, справедливая и для эмпирических анализов, не имеет значения, является пространственной или временной непрерывной областью, разбитой на распознаваемые отрезки, которые затем можно обрабатывать теми же аналитическими методами, что и дискретные данные.

Вышесказанное не является справедливым для детерминированного или стохастического моделирования, где существует благоприятная возможность для работы в непрерывной области пространства и времени. Примером модели с непрерывным временем и дискретным пространством может быть теоретическая модель, которая описывает поднятие поверхности в ответ на изостатическую разгрузку после оледенения. Такими бывают и детерминированные модели с регионализированными параметрами. Также существуют и стохастические модели, которые касаются определенных регионов или периодов времени и эффективно «упаковывают» компоненты пространства или времени. Хорошо известная и часто встречающаяся процедура формирования геометрии меандров с помощью гауссовских процессов случайного блуждания [von Schelling, 1951] зависит от размера шагов, которые надо задать в модели с непрерывным временем в виде некоторого процесса.

СТРУКТУРЫ ТРЕТЬЕГО ПОРЯДКА

В действительности и пространство, и время являются непрерывными, хотя пока еще не найдено способа регистрации данных в непрерывной форме. Наиболее близкий подход — это копирова-

ние в лаборатории целого блока рельефа, но даже в этом случае мы не можем получить сплошные (непрерывные) результаты.

Несколько важных моделей дают характеристику непрерывных процессов. Наилучшее, что мы можем сделать,— это остановить эти процессы для наблюдения некоторым случайным образом. Так, например, такой характер имеют модели, описывающие продвижение кинематической волны в русле,

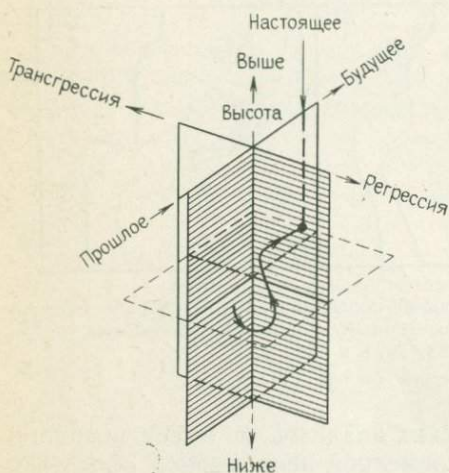


Рис. 9.4. Траектория движения точки (уровень моря в поперечном к берегу направлении) в пространстве и времени. Изображено с изменениями из работы Блума [Bloom, 1969]

перемещение точки резкого перегиба продольного профиля реки или развитие поверхности. Если мы рассмотрим частицу льда и проследим ее движение вниз по леднику (т. е., соблюдая пространство только в одном измерении), тогда ее непрерывный след в пространстве—времени можно показать «характерными» линиями, которые представлены на рис. 7.12, б, взятом из работы Ная. Блум [Bloom, 1969] показал, что положение границы суши и моря во времени можно представить с помощью системы трех осей, в которой ось x изображает трансгрессию и регрессию моря, ось y —высоту и ось z —время (рис. 9.4). При использовании модели мы рассматриваем план в осях x и y , которые простираются под прямыми углами к линии берега. В этом примере уровень моря сначала понижается, регрессирует, затем повышается вновь и трансгрессирует через его современный уровень (который представлен $x=0, y=0, z=0$) по направлению к более высокому трансгрессивному пространственному положению.

Это представление служит для того, чтобы предварить понятие пространственно-временного параллелепипеда, три оси которого характеризуют два пространственных измерения и одно временное. Такой параллелепипед является разновидностью карты, непрерывной во времени. Его отдельная точка представляет точку пространства—времени. Поскольку перестановка по времени не допускается, то линия в этом параллелепипеде должна быть направлена к его задней грани. Такая линия будет представлять случаи, описанные выше: движение части воды, перемещение паводковой волны в русловой системе или движение ледяного кристалла внутри ледника. Пространство внутри куба называется множеством значений. На рис. 9.5 оно представляет пространственно-временные пути меандра, который и смещается в своем положении, и уве-

личивается в размерах. С помощью такой диаграммы можно записать только наличие или отсутствие информации.

Так же, как и для моделей второго порядка, все эмпирические данные должны быть дискретными, но и в этом случае математические и стохастические модели в пространстве и во времени не представляют такой трудности.

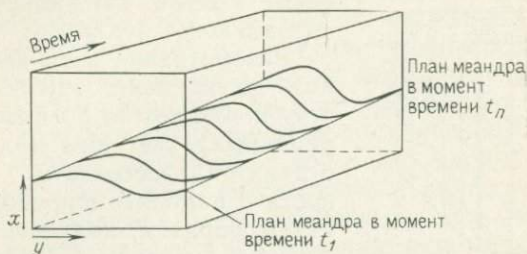


Рис. 9.5. Множество значений в параллелепипеде пространства — времени с двумерным пространством, показывающее гипотетическое развитие меандра

СТРУКТУРЫ ЧЕТВЕРТОГО ПОРЯДКА

Наконец, *структуры четвертого порядка* мы определяем, как те, которые содержат информацию о нескольких переменных, принимающих скорее *реальную* форму, а не указание о их наличии или отсутствии. Если для такого описания мы используем куб Берри [Berry, 1968], то ячейки на передней грани куба по одной оси представляют расположения объектов исследования, а по другой — переменные. Расположения рассматриваются как дискретные, так что каждая переменная занимает особое местоположение (рис. 9.6), в то время как переменные могут или не могут быть независимыми. Если рассматривать лишь переднюю грань, то линии поперек нее будут представлять отдельные переменные, которые изменяются поперек различных положений в пространстве. В качестве примера рассмотрим густоту речной сети в нескольких специфических морфогенетических регионах; каждый морфогенетический регион является координатой положения (в пространстве), а в качестве переменной можно взять одну из описанных выше. Подобным же образом можно наблюдать значения многих переменных для определенного региона, как пытались делать в региональных геоморфологических описаниях, выполненных в начале и середине шестидесятых годов.

Будет более ценно, если путем добавления времени в качестве третьей оси мы вновь вернемся к ситуациям реального мира. Тогда горизонтальные планы будут представлять отдельные переменные в разрезе пространства и времени, как при наблюдении глобального выхода наносов. Вертикальные планы будут представлять множество переменных в разрезе времени для одного пространства,

как в сложных моделях изменения параметров речного бассейна во времени, которые на выходе дают твердый сток. В этом случае бассейн рассматривается как одномерное искусственное сооружение, в котором переменные (атмосферные осадки, рельеф и т. д.) взаимодействуют для образования временных изменений. Такую форму часто могут принимать балансовые модели, как, например, модель «идеального» ледника.



Рис. 9.6. Пространственно-временной параллелепипед, представляющий собой матрицу географических данных; усовершенствован по Берри [Berry, 1968]

Рассмотрение всех измерений (одно — по времени, три — по пространству и множество по пространству переменных) дает нам модели, которые стремятся воссоздать действительность в наиболее широком смысле и, таким образом, получить полное объяснение ситуации реального мира. Это и есть та цель, к которой стремится самая современная геоморфология.

МАСШТАБ

Попытаемся рассмотреть вопрос: «На что распространяется подбор масштаба во времени и пространстве, который предопределяется или по меньшей мере требует особого способа моделирования?» Интуитивно можно ожидать, что связь между пространством и временем осуществляется через скорость. Конечно, такая связь существует, но нет причин полагать, что она накладывает на построение модели жесткие ограничения выбора масштаба. Иногда мы вынуждены делать это из-за наших ограниченных возможностей сбора и обработки данных.

При помощи *масштаба* мы указываем на то, что большая часть процессов создает изменчивость в пространственных или временных сериях, которые лучше распознаются при особых интервалах наблюдений, чем при непрерывной регистрации. Если мы наблюдаем пространственные или временные серии, то разные процессы будут создавать изменчивость в разных масштабах.

Есть два вида проблем, которые охватывают:

- 1) идентификацию процесса, вызывающего отклонение на особом уровне или уровнях масштаба,
- 2) знание самих процессов, чтобы наиболее вероятно определить, на каком уровне масштаба они являются эффективными.

В первом случае наиболее ярким примером может быть ливневый сток или развитие склонов. Здесь мы идентифицируем короткие и длинные масштабы времени и нуждаемся в подборе соответствующего процесса моделирования — например, мы не предвидим изменений в геометрии склона при моделировании ливневого стока. Как в случае статистических, так и математических моделей допускается, что, пока модель может развиваться вперед, деградация

ее невозможна (если ряд данных имеет слишком широкий промежуток). Часто это является доказательством недостаточности исследования.

Во втором случае, хотя мы и знаем процесс, не всегда легко уловить его воздействие на соответствующем уровне. Так, например, мы не знаем масштаба, желательного для измерения многих относительно медленно протекающих процессов, однако же если мы делаем заявку на полное описание, то мы должны скорректировать как пространственные, так и временные масштабы.

В общем виде справедливо, что процесс медленного движения требует большого времени для того, чтобы охватить большую территорию, и для оценки его главных характеристик следует наблюдать его скорее за долгий, чем за короткий отрезок времени. Так, для того чтобы обнаружить интенсивные и долгосрочные изменения, которыми сопровождается континентальное оледенение, не подходят данные об изменении положения языка ледника за минуту. Подобным образом процесс, связанный с быстрым движением, будет быстро охватывать данную площадь, и наблюдение такого процесса потребует высокой плотности точек наблюдения во времени и пространстве. Однако необходимо сделать следующий вывод: так как *масштаб*, в котором мы производим наблюдения, представляет собой искусственное создание некоторого удобства для исследователя, то нет внутренней причины, из-за которой должны быть одинаковыми *масштабы* наблюдения во времени и пространстве. Все это, конечно, не говорит о том, что время и пространство неразрешимо запутаны. В данный момент это вопрос скорее философский, чем практический.

На практике разрешение этих проблем определяется по крайней мере эмпирически, стоимостью (однако измеренной) и трудностью получения информации. Такие ограничения не существуют для теоретических исследований, так что Дэвис был в состоянии сделать набросок развития континентов за весьма длительные отрезки времени, а Шайдеггер имел возможность получить рассеяние склоновых отложений относительно увеличенной до предела энтропии. Ограничения налагаются при обосновании этих теоретических моделей или при разработке эмпирических моделей.

Если рассматривать широкий круг моделей, то можно увидеть некоторый сдвиг в пространственном и временном масштабах в соответствии с господствующими способами и целями исследований. В начале XX века исследования были сосредоточены, главным образом на крупномасштабных долгосрочных денудационных хронологиях и на долгосрочных, но преимущественно локальных исследованиях хронологии оледенений. Детальных исследований в лаборатории на экспериментальном лотке было относительно немного. В середине XX века произошел заметный сдвиг к наблюдениям в средних масштабах по пространству и меньшим масштабам по времени по мере того, как вошли в моду субрегиональные исследования истории развития денудационного рельефа. В 60-х годах мы видели сдвиг к исследованиям с коротким по времени и

локальным по пространству масштабом с подробным наблюдением типа процесса, хотя второстепенные акценты были сделаны на гляциально-хронологических исследованиях. В настоящее время (в середине 70-х годов), как нам кажется, имеется сдвиг к средним масштабам по пространству или времени и моделям развития склонов в пределах водосборных бассейнов.

Наконец, мы хотим заметить, что должна существовать хорошая зависимость между пространственными и временными масштабами, с одной стороны, и амплитудой и частотой процесса — с другой. Процессы с низкими частотами по пространству и времени следует изучать в соответствующих масштабах. К сожалению, низкочастотные процессы с большой амплитудой вызывают большие затруднения в своем наблюдении, ибо часто их величина сохраняет свое значение на одной и той же территории только в короткие промежутки времени и в этом случае масштабы не равны между собой. Точно так же затруднения вызывают и чрезвычайно медленно протекающие процессы, откуда происходят попытки разрешить эти проблемы при помощи пространственно-временных подстановок. Одна из наиболее привлекательных особенностей современного стиля исследований склоновых процессов и твердого стока в водосборных бассейнах среднего размера (порядка десятков квадратных километров) заключается в возможности охватить и измерить события, исходя из наших собственных особых масштабов времени. В результате изменения стиля исследований мы узнаем довольно многое о процессах, протекающих на территории, обозримой человеком, и за отрезок времени, сравнимый с продолжительностью его жизни. Мы продолжаем уделять большое внимание теории эволюции форм рельефа за «циклическое» время, однако остается спорным вопрос об экстраполяции краткосрочных данных о течении процесса за относительно неизвестный отрезок времени длиной, скажем, 100—10 000 и более лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ahnert F.* (1970) Functional relationships between denudation relief and uplift in large, mid-latitude drainage basins. *Am. J. Sci.* 268, 243—63.
- Anderson H. W.* (1971) Recovery of suspended sediment discharge accelerated by major floods and poor land use. Fall Meeting Am. Geophys. Un. Abstract EOS, TAGU, 52 (ii), 829.
- Anderson J. L. and Sollid J. L.* (1971) Glacial chronology and glacial geomorphology in the marginal zones of the glaciers, Middalsbreen and Nigardsbreen, south Norway. *Norsk. Geogr. Tidsch* 25 (1), 1—38.
- Andrews J. T.* (1970) A geomorphological study of post-glacial uplift, with particular reference to Arctic Canada. *Inst. Brit. Geogr. Spec. Publ.* 2, 156.
- Andrews J. T. and Webber P. J.* (1964) A lichenometrical study of the north-western margin of the Barnes Ice Cap: a geomorphological technique. *Geogr. Bull.* 22, 80—104.
- Andrews J. T. and Webber P. J.* (1969) Lichenometry to evaluate changes in glacial mass budgets. *Arctic and Alpine Res.* 1, 181.
- Anteus E.* (1953) Geochronology of the deglacial and Neothermal ages. *J. Geol.* 61, No. 3, 195—230.
- Anteus E.* (1955) Geologic-climatic dating in the west. *Am. Antiq.* 20 (4), Pt. 1, 317—35.
- Arber M. A.* (1940) The coastal landslips of south-east Devon. *Proc. Geol. Assoc.* 51 (3), 257—71.
- Bagnold R. A.* (1966) An approach to the sediment transport problem from general physics. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 422—1, 37.
- Bakker J. P. and Le Heux J. W. N.* (1952) A remarkable new geomorphological law. *Koninklijke Nederlandsche Akademie van Wetenschappen.* 55 (B), 399—410, 554—71.
- Benedict J. B.* (1967) Recent glacial history of an alpine area in the Colorado Front Range, USA. *J. Glac.* 6 (48), 817—32.
- Berry B. J. L.* (1968) Approaches to regional analysis: a synthesis. *Ann. Assoc. Am. Geogr.* 54, 2—11.
- Beschel R. E.* (1961) Dating rock surfaces by lichen growth and its application to glaciology and physiography (lichenometry). In Raasch G. O. (ed.), *Geology of the Arctic. Proc. 1st Int. Symp. on Arctic Geology, Calgary, Alberta* 11—13 Jan. 1960. Toronto, 2, 1044—62.
- Birman J. H.* (1964) Glacial geology across the crest of the Sierra Nevada, California. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 75, 80.
- Birost P.* (1960) Le cycle d'érosion sous les différents climats. *Curso de Altos Estudos Geográficos. Centre des Pesquisas de Geográfico do Brazil.* 1.
- Bloom A. L.* (1965) The explanatory description of coasts. *Zeitschr. Geom.* 9, 422—36.
- Bloom A. L.* (1969a) Holocene submergence in Micronesia as the standard for eustatic sea—level changes. Lecture (multigraphed) Symposium on the evolution of shorelines and continental of shorelines and continental shelves during the Quaternary, UNESCO, Paris.
- Bloom A. L.* (1969b) The surface of the earth. New Jersey.
- Boer G. de* (1964) Spurn Head: its history and evolution. *Trans. Inst. Brit. Geogr.* 34, 71—89.
- Bolton G. S. and Worsley P.* (1968) Late Weichselian glaciation of the Cheshire—Shropshire Basin. *Nature.* 207, 704—6.
- Bornfeldt F. and Österborg M.* (1958) Lavarter som hjälpmedel i datering av ändmoräner vid norska glaciärer. Stockholm Högskola. Geografiska Proseminariet. October (microfilm).
- Brillouin L.* (1956) Science and information theory. New York (2nd ed. 1962).

- Brown E. H.* (1960) The relief and drainage of Wales. Cardiff.
- Brown E. H.* (1961) Britain and Appalachia: a study in the correlation and dating of planation surfaces. *Trans. Inst. Brit. Geogr.* 29, 91—100.
- Brown E. H.* (1970) Man shapes the earth. *Geogr. J.* 136, 73—85.
- Brown J. C.* (1962) The drainage pattern of the lower Ottawa valley. *Can. Geog.* 6 (1), 22—31.
- Brunsdon D.* (1973) The application of system theory to the study of mass movement. *Geologia Applicata e Idrogeologia. Bari.* 7 (1), 185—207.
- Brunsdon D.* (1974) The degradation of a coastal slope, Dorset. In *Brown E. H. and Waters R. S. (eds) Progress in geomorphology, papers in honour of David L. Linton. Inst. Brit. Geogr. Spec. Publ.* 7, 79—98.
- Brunsdon D. and Jones D. K. C.* (1972) The morphology of degraded landslide slopes in south—west Dorset. *Q. J. Eng. Geol.* 5 (3), 205—22.
- Brunsdon D. and Jones D. K. C.* (1976) The evolution of landslide slopes. *Phil. Trans. Royal Soc.*
- Brunsdon D. and Kesel R. H.* (1973) The evolution of a Mississippi river bluff in historic time. *J. Geol.* 81, 576—97.
- Buckland W.* (1840) On the landslipping near Axmouth. *Proc. Ashmolean US Geol. Surv. Bull.* 730, 19—90.
- Bryan K.* (1940a) The retreat of slopes. *Ann. Assoc. Am. Geogr.* 30, 254—67.
- Bryan K.* (1940b) Gully gravure: a method of slope retreat. *J. Geomorph.* 3, 87—107.
- Bryan K.* (1946) Cryopedology—the study of frozen ground and intense frost action with suggestions of nomenclature. *Am. J. Sci.* 244, 622—42.
- Buckland W.* (1840) On the landslipping near Axmouth. *Proc. Ashmolean Soc.* 1, 1832—42.
- Butzer K. W.* (1964) *Environment and archeology.* London.
- Calver A., Kirkby M. J. and Weyman D. R.* (1972) Modelling hillslope channel flows. In *Chorley R. J. Spatial analysis and geomorphology.* London.
- Carr A. P.* (1962) Cartographic records and historical accuracy. *Geogr.* 47 (2), 135—44.
- Carson M. A. and Kirkby M. J.* (1972) *Hillslope form and process.* Cambridge.
- Carson M. A. and Petley D. J.* (1970) The existence of threshold hillslopes in the denudation of the landscape. *Trans. Inst. Brit. Geogr.* 49, 71—95.
- Carter G. S. and Chorley R. J.* (1961) Early slope development in an expanding stream system. *Geol. Mag.* 98, 117—30.
- Chamberlin T. C.* (1883) Terminal moraine of the Second Glacial Epoch. *US Geol. Surv. 3rd. Ann. Rep.* 1881—2, (1883), 291—402.
- Chandrasekhar S.* (1943) Stochastic problems in physics and astronomy. *Rev. Mod. Physics.* 15 (1), 1—89.
- Chorley R. J.* (1962) *Geomorphology and general systems theory.* U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 500 (B).
- Chorley R. J.* (1964) Geography and analogue theory. *Ann. Assoc. Am. Geogr.* 54, 127—37.
- Chorley R. J.* (1965) A re—evaluation of the geomorphic system of W. M. Davis. In *Chorley R. J. and Haggett P. (eds) Frontiers in geographical teaching.* London. Ch. 2, 21—38.
- Chorley R. J.* (1967) Models in geomorphology. In *Chorley R. J. and Haggett P. (eds.) Models in geography.* London. 59—96.
- Chorley R. J. and Kennedy B.* (1971) *Physical geography: A systems approach.* London. 370.
- Chorley R. J., Dunn A. J. and Beckinsale R. P.* (1964, 1973) *The history of the study of landforms.* London. Vol. 1 *Geomorphology before Davis*, Vol. 2 *The life and work of William Morris Davis.*
- Churchward H. M.* (1961) Soil studies at Swan Hill, Victoria, Australia. *I. Soil layering. J. Soil Sci.* 12 (1), 73—86.
- Clayton K. M.* (1957) Some aspects of the glacial deposits of Essex. *Proc. Geol. Assoc.* 68, 1—21.
- Colby B. R.* (1964) Scour and fill in sand—bed streams. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 462 (D), 32.

Conybeare W. D. (1840) Extraordinary landslip and great convulsions of the coast of Culverhole Point, near Axmouth. New Phil. J. 29.

Conybeare W. D. et al. (1840) Ten plates comprising a plan, sections and views representing the changes produced on the coast of east Devon between Axmouth and Lyme Regis by the subsidence of the land and the elevation of the bottom of the sea, on 26th December 1839 and 3rd February 1840. London.

Cook F. A. and Raiche V. G. (1962) Freeze-thaw cycles at Resolute. N. W. T. Geol. Bull. 18, 64-78.

Cooper H. H. Jr and Rorabaugh M. I. (1963) Ground water movements and bank storage due to flood stages in surface streams. US Geol. Surv. Water Supply Pap. 1536-J.

Corbel J. (1957) L'érosion climatique des granites et silicates sous climats chauds. Rev. Géom. Dyn. 8, 4-8.

Corbel J. (1959) Vitesse de l'érosion. Zeits. für Geom. 3, 1-28.

Corbel J. (1964) L'érosion terrestre, étude quantitative (methodes - techniques - résultats). Ann. Géograph. 73, 385-412.

Culling W. E. H. (1960) Analytical theory of erosion. J. Geol. 69, 336-44.

Culling W. E. H. (1963) Soil creep and the development of hillside slopes. J. Geol. 71, 127-61.

Culling W. E. H. (1965) Theory of erosion on soil covered slopes. J. Geol. 73, 230-54.

Darwin C. R. (1839) Narrative of the surveying voyages of H. M. S. 'Adventure' and 'Beagle' between 1826 and 1836. Vol. I-III. London.

Darwin C. R. (1859) On the origin of species by means of natural selection; or, the preservation of favoured races in the struggle for life. London.

Davis M. B. and Goodlett J. C. (1960) Comparison of the present vegetation and pollen spectra in surface samples from Brownington Pond, Vermont. Ecol. 41, 346-57.

Davis W. M. (1899) The geographical cycle. Geogr. J. 14, 481-504.

Davis W. M. (1905) Complications of the geographical cycle. Rep. 8th Int. Geogr. Congress Washington, 1904, 150-63.

Davis W. M. (1905) The geographical cycle in an arid climate. J. Geol. 13, 381-407.

Davis W. M. (1906) The sculpture of mountains by glaciers. Scott. Geogr. Mag. 22, 76-89. Abst. Rep. Brit. Assoc. Adv. Sci. 75, 393-4.

Davis W. M. (1909) Geographical essays (ed. Johnson D. W.). Boston. 777. Reprint. 1954. New York.

Davis W. M. (1909) Glacial erosion in North Wales Q. J. Geol. Soc. 65, 281-350.

Davis W. M. (1922) Peneplains and the geographical cycle. Bull. Geol. Soc. Am. 33, 587-98.

Davis W. M. (1930) Rock floors in arid and in humid climates. J. Geol. 38, 1-27, 136-58.

Davis W. M. (1933) Granite domes of the Mojave Desert. California. Trans. San Diego Soc. Nat. Hist. 7, 211-58.

Davis W. M. (1936) Geomorphology of mountainous deserts. Rep. 16th Int. Geol. Congr. 1933, 2, 703-14.

Davis W. M. (1938) Sheetfloods and streamfloods. Bull. Geol. Soc. Am. 49, 1337-416.

Derbyshire E. (1973) Climatic geomorphology. London.

Dole R. B. and Stabler H. (1909) Denuadation. US Geol. Surv. Water Supply Pap. 234, 78-93.

Dunne T. and Black R. D. (1970) An experimental investigation of runoff production in permeable soils. Water Resources Res. 6, 478-90.

Douglass A. E. (1914) A method of estimating rainfall by the growth of trees. In Huntington E. The climatic factor as illustrated in arid America. Washington, 101-38.

Douglass A. E. (1946) Precision of ring dating in tree-ring chronologies. Univ. Arizona Bull. 17, 1-21.

Dury G. H. (1964a) Principles of underfit streams. US Geol. Surv. Prof. Pap. 452-A, 67.

- Dury G. H.* (1964b) Subsurface explorations and chronology of underfit streams. US Geol. Surv. Prof. Pap. 452—B, 56.
- Dury G. H.* (1965) Theoretical implications of underfit streams. US Geol. Surv. Prof. Pap. 452—C, 43.
- Dutton C. E.* (1871—2) The causes of regional elevation and subsidences. Proc. Am. Phil. Soc. 12, 70—2.
- Dutton C. E.* (1880—1) The physical geology of the Grand Danyon district. US Geol. Surv. Ind. Ann. Rep. (1880—1), 46—166.
- Dutton C. E.* (1889) On some of the greater problems of physical geology. Bull. Phil. Soc. Washington, 11, 51—64.
- Eagleson P. S.* (1970) Dynamic hydrology, New York.
- Edwards A. M. C. and Thornes J. B.* (1973) Annual cycle in river water quality: a time series approach. Water Resources Res. 9 (5), 1286—95.
- Eicher D. L.* (1968) Geologic time. Englewood Cliffs N. J.
- Elias E.* (1963) Precipitaciones maximas en Espana. Min. de Agric. Servicio de Conservacion de Suelos, Madrid.
- Emiliani C.* (1955) Pleistocene temperatures. J. Geol. 63, 538—78.
- Emiliani C.* (1966) Palaeotemperature analysis of Caribbean cores and a generalised temperature curve. J. Geol. 74, 109—26.
- Emiliani C.* (1967) The generalised temperature curve for the past 425,000 years. J. Geol. 75, 504—10.
- Emmett W. W.* (1970) The hydraulics of overland flow on hillslopes. US Geol. Surv. Prof. Pap. 662—A, 68.
- Erdtman G.* (1954) An introduction to pollen analysis. Chronica Botanica (1st ed. 1943). Waltham: Mass. 239.
- Evans I. S.* (1972) General geomorphometry, derivation of altitude and descriptive statistics. In Chorley R. J. (ed.) Spatial analysis in geomorphology. London, 17—90.
- Evans P.* (1971) Towards a Pleistocene time—scale. Pt 2 of The Phanerozoic time scale: A supplement. Spec. Publ. 5, Geological Society London, 121—356.
- Fairbridge R. W.* (1961) Eustatic changes in sea—level. In Physics and chemistry of the earth, 4 Oxford. 99—185.
- Fisher O.* (1866) On the disintegration of a chalk cliff. Geol. Mag. 3, 354—6.
- Flaxman E. M. and High R. D.* (1955) Sedimentation in drainage basins of the Pacific Coast states. Soil Conserv. Serv. (mimeographed). 8.
- Fleming G.* (1969) Design curves for suspended load estimation. Proc. Inst. Civ. Engr. 43, 1—9.
- Flint R. F.* (1970) Glacial and Pleistocene geology. New York (1st edn 1957). 553.
- Fourier J. B.* (1822) Théorie analytique de la chaleur. Paris.
- Fournier F.* (1960) Climat et érosion: la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques. Paris. 201.
- Fournier F.* (1969) Transports solides affectués par les cours d'eau. Bull. Internat. Ass. Sci. Hydrol. 14, 7—47.
- Freeman J. R.* (1922) Flood problems in China. Trans. Am. Soc. Civ. Engrs. 85, 1436.
- Fritts H. C.* (1966) Growth rings of trees, their correlation with climate. Sci. 154, 973—9.
- Frye J. C. and Leonard A. B.* (1957) Ecological interpretation of Pliocene and Pleistocene stratigraphy in the Great Plains region. Am. J. Sci. 255. 1—11.
- Gardner J.* (1969) Observation of surficial talus movement. Zeits. für Geom. 13, 317—23.
- Garner H. F.* (1968) Climatic geomorphology. In Fairbridge R. W. (1968) Encyclopedia of geomorphology. New York. 129—30.
- Geer G. de* (1912) A geochronology of the last 12,000 years. Compte Rendu 11th Int. Geol. Cong. Stockholm 1910 I, 241—58.
- Geikie A.* (1868) On denudation now in progress. Geol. Mag. 5, 249—54.
- Geikie A.* (1873) Earth sculpture and the Huttonian school of geology. Trans. Edin. Geol. Soc. 2, 247—67.

- Gilbert G. K.* (1877) Report on the geology of the Henry Mountains. Washington. 160.
- Gilbert G. K.* (1909) The convexity of hilltops. *J. Geol.* 17, 344—59.
- Gilluly J.* (1949) Distribution of mountain building in geologic time. *Bull. Geol. Soc. Am.* 60, 561—90.
- Glock W. S.* (1937) Principles and methods of tree—ring analysis. Washington. 486.
- Green J. F. N.* (1936) The age of the raised beaches of southern Britain. *Proc. Geol. Assoc.* 54, 129—40.
- Gregory K. J. and Walling D. E.* (1973) Drainage basin form and process: a geomorphological approach. London.
- Gregory K. J. and Walling D. E.* (eds) (1974) Fluvial processes in instrumented Watershed. *Brit. Geomorph. Res. Gp. Inst. Brit. Geog. Spec. Publ.* 6.
- Groding F. S.* (1963) Control theory in biological systems. New York/London. 205.
- Gudgin G. and Thornes J. B.* (1974) Probability in geographic research applications and problems. *The Statistician*, 23, 157—77.
- Gumbel E. J.* (1958) Statistics of extremes. New York. 375.
- Gupta V. L.* (1973) Information content of time—variant data. *Proc. Am. Soc. Civ. Engrs. J. Hydraul. Div.* 99, HY3, 383—94.
- Guthrie—Smith H.* (1926) Tutira: the story of a New Zealand sheep station. Private. Edinburgh and London (3rd edn 1953).
- Gutenberg B.* (1941) Changes in sea—level, postglacial uplift and mobility of the earth's interior. *Bull. Geol. Soc. Am.* 52, 721—72.
- Hack J. T.* (1960) Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *Am. J. Sci.* 258A, 80—97.
- Hack J. T.* (1965) Geomorphology of the Shenandoah valley, Virginia and West Virginia, and origin of the residual ore deposits. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 484.
- Hack J. T.* (1966) Interpretation of the Cumberland escarpment and highland rim, south—central Tennessee and north—east Alabama. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 524—6, 16.
- Hall E. T.* (1969) Dating pottery by thermoluminescence. In Brothwell D. and Higgs E. *Science in archaeology: a survey of progress and research.* London. 106—8.
- Harbaugh J. W. and Bonnam—Carter G.* (1970) Computer simulation in geology. New York.
- Harvey D.* (1969) Explanation in geography. London.
- Hewitt K.* (1967) Ice front deposition and the seasonal effect: a Himalayan example. *Trans. Inst. Brit. Geogr.* 42, 93—106.
- Hewitt K.* (1970) Probabilistic approaches to discrete natural events. A review and theoretical discussion. *Econ. Geogr.* 46 (2), suppl), 332—49.
- Hilton P. J.* (1968) Differential calculus. London.
- Hirano M.* (1968) A mathematical model of slope development. An approach to the analytical theory of erosional topography. *J. of Geosci. Osaka.* 11 (2), 14—52.
- Holeman J. N.* (1968) The sediment yield of the major rivers of the world. *Water Resources Res.* 4, 737—47.
- Horton R. E.* (1933) The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Am. Geophys. Un.* 14, 446—60.
- Horton R. E.* (1939) The analysis of runoff plot experiments. *Trans. Am. Geophys. Un.* 20, 693.
- Horton R. E.* (1945) Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bull. Geol. Soc.* 56, 275—370.
- Howard A. D.* (1965) Geomorphological systems—equilibrium and dynamics *Am. J. Sci.* 263, 302—12.
- Howard A. D.* (1971a) Simulation model of stream capture. *Bull. Geol. Soc. Am.* 82, 1355—76.
- Howard A. D.* (1971b) Simulation of stream networks by headward growth and branching. *Geol. Anal.* 3, 29—50.

- Hubbell D. W.* (1964) Apparatus and techniques for measuring bedload. US Geol. Surv. Water Supply Pap. 1748.
- Hurst H. E.* (1950) Long-term storage capacity of reservoirs. Trans. Am. Soc. Civ. Engrs. 116, 770—808.
- Hutchinson J. N.* (1967) The free degradation of London Clay cliffs. Proc. Geotech. Cong. Oslo 1, 113—18.
- Hutton J.* (1795) Theory of the earth, with proofs and illustrations. Edinburgh.
- Jackii H.* (1957) Gegenwartsgeologie des bundnerischen Rheingebietes—ein Beitrag zur exogenen Dynamik Alpiner Gerbirglandschaften. Beitr. zur Geol. der Schweiz. Geotechn. Serie 36.
- James P. A.* (1971) The measurement of soil frost—heave in the field. Brit. Geomorph. Res. Gp. Tech. Bull. 8, 43.
- Jelgersma S.* (1961) Holocene sea—level changes in the last 10,000 years. Proc. Int. Symp.—World climate from 8000 to 0 B. C. London. 54—71.
- Jenkins G. M. and Watts D. G.* (1968) Spectral analysis and its applications San Francisco.
- Jennings M. E. and Benson M. A.* (1969) Frequency curves for annual flood series with some zero events or incomplete data. Water Resources Res. 5 (1), 276—80.
- Jochimsen M.* (1966) Ist die grosse das flechtenthallus wirklich ein brauchbarer masstab zur datierung von glazialmorphologischen relikten. Geogr. Ann. 48 (A), 157.
- Johnson R. H.* (1965) A study of the Charlesworth landslides near Glossop. Trans. Inst. Brit. Geogr. 37, 111—26.
- Johnson D. W.* (1919) Shore processes and shoreline development. New York 584.
- Johnson D. W.* (1931) Stream sculpture on the Atlantic slope: A study of the evolution of the Appalachian rivers. New York.
- Jones D. K. C.* (1970) The Vale of Brooks: field guide. Inst. Brit. Geogr. Ann. Meeting. 43—6.
- Jones D. K. C.* (1974) The influence of the Calabrian transgression on the drainage evolution of south—east England. In Brown E. H. and Waters R. S. Progress in geomorphology. Papers in honour of D. L. Linton. Inst. Brit. Geogr. Spec. Pub. 7, 139—58.
- Jones O. T.* (1924) The longitudinal profiles of the Upper Towy drainage system. Q. J. Geol. Soc. 80, 568—609.
- Keeble A. B.* (1971) Freeze—thaw cycles and rock weathering in Alberta. Albertan Geogr. 7, 34—41.
- Kellerhals R. and Bray D. J.* (1971) Sampling procedures for coarse fluvial sediments. Proc. Am. Soc. Civ. Engrs. Journ. Hydraulics Div. 97, HY8, 1165—80.
- Kerney M. P.* (1963) Late glacial deposits on the chalk of south—east England. Phil. Trans. Royal Soc. Ser. B. Biol. Sci. 730, 246, 203—54.
- Kerney M. P., Brown E. H. and Chandler T. J.* (1964) The Late—glacial and Post. glacial history of the chalk escarpment near Brook, Kent. Phil. Trans. Roy. Soc. Ser. B, 248, 135—204.
- Kidson C.* (1954) Dawlish Warren: a study of the evolution of the sand spits across the mouth of the river Exe in Devon. Trans. Inst. Brit. Geogr. 18, 69—80.
- King C. A. M.* (1969) Glacial geomorphology and chronology of Henry Kater Peninsula, East Baffin Island, N. W. T. Arctic and Alpine Res. 1 (3), 195—212.
- King C. A. M.* (1972) Beaches and coasts (2nd ed). London.
- King C. A. M. and McCullagh M. H.* (1971) A simulation model of a complex recurved spit. J. Geol. 79, 22—37.
- King L. C.* (1953) Canons of landscape evolution. Bull. Geol. Soc. Am. 64, 721—62.
- King L. C.* (1955) Pediplanation and isostasy: an example from South Africa. Q. J. Geol. Soc. 111, 353—9.
- King L. C.* (1957) The uniformitarian nature of hillslopes. Trans. Edinburgh Geol. Soc. 17, 81—102.
- King L. C.* (1962) Morphology of the earth. Edinburgh and London.

Kirkby M. J. (1971) Hillslope process—response models based on the continuity equation. In *Brunsdon D. (comp.) Slopes: from and process.* Inst. Brit. Geogr. Spec. Pub. 3, 15—30.

Knapp B. H. (1973) A system for the field measurement of soil water movement. *Tech. Bull. Brit. Geomorph. Res. Gp.* 9.

Krumbein W. C. (1966) A comparison of polynomial and Fourier models in map analysis. Office of Naval Research Project 388—078 Tech. Report 2. Evanston.

Krumbein W. C. and Graybill F. A. (1965) An introduction to statistical models in geology, New York.

Krumbein W. C. and Sloss L. L. (1963) Stratigraphy and sedimentation (2nd edn.) San Francisco.

Larsson W. (1937) Vulkanische Asche vom Ausbruch des Chilenischen Vulkans Quizapu (1932) in Argentine gesammelt. Uppsala. *Geol. Inst. Bull.* 26, 27—52.

Lamarche V. C., Jr (1968) Rates of slope degradation as determined from botanical evidence, White Mountains, California. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 352—J, 377.

Langbein W. B. and Leopold, L. B. (1964) Quasi—equilibrium states in channel morphology. *Am. J. Sci.* 262, 782—94. *Langbein W. B. and Leopold L. B.* (1966) River meanders: theory of minimum variance. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 422—H.

Langbein W. B. and Schumm S. A. (1958) Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. *Trans. Am. Geophys. Un.* 39, 1076—84.

Lees G. M. (1955) Recent earth movements in the Middle East. *Geologische Rundschau* 43, 221—6.

Lehmann O. (1933) Morphologische theorie der Verwitterung von steinschlagwänden. *Vierteljahrsschrift der Naturforschende Gesellschaft* 87, 83—126.

Leighly J. (1940) Comments in: *Walther Penck's contribution to geomorphology.* Symposium (1939). *Ann. Assoc. Am. Geogr.* 30, 219—80.

Leopold L. B. and Dunne T. (1971) Field methods for hillslope description. *Tech. Bull. Brit. Geomorph. Res. Gp.* 7.

Leopold L. B. and Emmett W. W. and Myrick R. M. (1966) Channel and hillslope processes in semi—arid area, New Mexico. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 352—G, 193—253.

Leopold L. B. and Langbein W. B. (1962) The concept of entropy in landscape evolution. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 500—A, 3, 20.

Leopold L. B. and Langbein W. B. (1963) Association and indeterminacy in geomorphology. In *Albritton C. C. (ed.) The fabric of geology.* 184—92.

Leopold L. B. and Maddock T. Jr, (1953) The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 252, 57.

Leopold L. B., Wolman M. G. and Miller J. P. (1964) Fluvial processes in geomorphology. San Francisco.

Lewis W. V. (1931) The effect of wave incidence on the configuration of a shingle beach. *Geogr. J.* 78 (2), 129—48.

Lighthill M. H. and Whitham G. B. (1955) On kinematic waves, I. Flood movement in long rivers. *Proc. Roy. Soc. Ser. A.* 229, 281—316.

Lliboutry L. (1958) La dynamique de la Mer de Glace et la Vaque de 1891—95, d'après les mesure de Joseph Vallot. *Internat. Assoc. Sc. Hydrology Publ.* 47, 125—38 (Chamonix symposium).

Lustig L. K. and Busch R. D. (1967) Sediment transport in Cache Creek drainage basin in the coast ranges, west of Sacramento, California. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 562—A, 3, 36.

Mandelbroot B. B. and Wallis J. R. (1968) Noah, Joseph and operational hydrology. *Water Resources Res.* 4 (3), 909—18.

Marr J. E. (1900) *The scientific study of scenery.* London. (4th edn 1912).

Massau J. (1889) Appendice au Mémoire sur l'integration graphique. *Ann. Assoc. Ingénieurs sortis Ecoles Spéciales Gaud.* Ghent. 12, 185—444.

Matalas N. C. (1969) Statistical design of data collection systems. *Am. Soc. Civ. Eng. Hydraulics Div.* 17th Ann. Speciality Conf. Aug. 1969. 38.

Matthews J. A. (1974a) Lichen growth on an active medial moraine. *Jotunheimen, Norway. J. Glacial.* 12, 305—13.

- Matthews J. A.* (1974b) Families of lichenometric dating curves from the Storbreen gletschervorfeld, Jotenheimen, Norway. *Norsk geogr. Tidsskr.* 28, 215—35.
- McCann S. B., Howarth P. J., and Cogley J. G.* (1972) Fluvial processes in the periglacial environment. *Trans. Inst. Brit. Geogr.* 55, 69—82.
- Melton M. A.* (1958) Geometric properties of mature drainage systems and their representation in an E_4 phase space. *J. Geol.* 66, 35—54.
- Menard H. W.* (1961) Some rates of regional erosion. *J. Geol.* 69, 154—61.
- Meyerhoff H. A.* (1960) Time in Literature. Berkeley and Los Angeles.
- Meyerhoff H. A. and Hubbell M.* (1927—8) The erosional landforms of eastern and central Vermont. Vermont State Geologist, 16th Ann. Rep. 315—38.
- Miller J. P. and Wendorf* (1958) Alluvial chronology of the Tesoque Valley, New Mexico. *J. Geol.* 66, 177—94.
- Mörner N.—A.* (1969) Climatic and eustatic changes during the last 15,000 years. *Geol. en. Mijnbouw.* 48 (4), 389—99.
- Mörner N.—A.* (1971) Eustatic changes during the last 20,000 years and a method of separating isostatic and eustatic factors in an uplifted area. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 9, 153—81.
- Mottershead D. N. and White I. D.* (1972) The lichenometric dating of glacier recession, Tunsbergdal, Southern Norway. *Geogr. Ann.* 54 (A), (2), 47—52.
- Nakamura K.* (1960) Stratigraphic studies of the pyroclastics of Oshima Volcano, Izu deposited during the last fifteen centuries. Univ. Tokyo Sci. Pap. Coll. Gen. Educ. 10, 123—45.
- Nakamura K.* (1964) Volcanic stratigraphic study of Oshima Volcano, Izu. *Earthquake Res. Inst. Bull.* 42, 649—728.
- Neumann A. C.* (1969) Quaternary sea—level data from Bermuda. Abstracts 8th Int. Congr. Quat. Paris. 228—9.
- Nye J. F.* (1952) The mechanics of glacier flow. *J. Glaciology* 2, 82—93.
- Nye J. F.* (1958) Surges in glaciers. *Nature* 181, 1450.
- Nye J. F.* (1960) The response of glaciers and ice sheets to seasonal and climatic changes. *Proc. Roy. Soc. (A)* 256, 559—84.
- Nye J. F.* (1963) The response of a glacier to changes in the rate of nourishment and wastage. *Proc. Roy. Soc. (A)* 275, 87—112.
- Nye J. F.* (1965) The frequency response of glaciers. *J. Glaciology* 5, 567—87, 589—607.
- Olsson I. U.* (1968) C^{14}/C^{12} ratio during the last several thousand years and the reliability of C^{14} dates. In Morrison R. B. and Wright H. E. Jr Means of correlation of Quaternary successions. Salt Lake City. 241—52.
- Paterson W. S. B.* (1969) The physics of glaciers. Oxford.
- Pain C. F.* (1974) Characteristics and geomorphic effects of earthquake—initiated landslides in the Adelbert Range, Papua New Guinea. *Eng. Geol.* 6 (4), 261—74.
- Peltier L. C.* (1950) The geomorphic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. *Ann. Assoc. Am. Geogr.* 40, 214—36.
- Penck W.* (1924) Die Morphologische Analyse; ein Kapital der Physikalischen Geologie. Stuttgart. *Trans.* (1954) Czech H. and Boswell K. C. Morphological analysis of landforms. London.
- Penck W.* (1925) Die Piedmontflächen des südlichen Schwarzwaldes. *Zeits. Gessellsch. Erdk.* 83—108.
- Penck A. and Bruckner E.* (1909) Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig.
- Playfair J.* (1802) Illustrations of the Huttonian theory of the earth. Edinburgh. 528 (repr. 1956), Urbana: Ill.
- Popper K.* (1965) The logic of scientific discovery. New York.
- Poser H.* (1948) Boden— und Klimaverhältnisse in Mittel— und Westeuropa während der Würmeiszeit. Bonn. *Erdkunde* 2, 53—68.
- Poser H.* (1954) Die Periglazial—erscheinungen in der umgebung der gleischer des zemmgrundes. *Göttinger Geographische* 15.
- Powell J. W.* (1875) Exploration of the Colorado river of the West (1869—72), Washington.
- Price R. J.* (1969) Moraines, sandar, kames and eskers near Breidamerkurjokull, Iceland. *Trans. Inst. Brit. Geogr.* 46, 17—37.

- Prior D. B. and Stevens K. (1972) Some movement patters of temperate mudflows: examples from northeastern Ireland. *Bull. Geol. Soc. Am.* 83, 2533—44.
- Pugh J. C. (1955) Isostatic readjustment and the theory of pediplanation. *Q. J. Geol. Soc.* 111, 361—9.
- Quimpo R. G. and Yang J. Y. (1970) Sampling considerations in stream discharge and temperature measurements. *Water Resources Res. Am. Geophys. Un.* 6, 1771—4.
- Rana S. A., Simons D. B. and Mahmood K. (1973) Analysis of sediment sorting in alluvial channels. *Proc. Am. Soc. Civ. Engr. Hydraulics Div.* 99, HY11. 1967—80.
- Rankama K. (ed.) (1965) *The Quaternary*. New York. (2 vols.).
- Rapp A. (1961) Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. *Geogr. Ann.* 42 (2—3), 200.
- Rayner J. N. (1971) An introduction to spectral analysis. London.
- Reger R. D. and Pewe T. L. (1969) Lichenometric dating in the Central Alaska Range. In Pewe T. L. (ed.), *The periglacial environment*, Montreal, 233—47.
- Reiche B. M. (1971) Land surface form in flood hydrology. In Coates D. R. (ed.) *Environmental geomorphology*. New York. 49—68.
- Rich J. L. (1938) Recognition and significance of multiple erosion surfaces. *Bull. Geol. Soc. Am.* 49, 1695—722.
- Ronca L. B. and Zeller E. J. (1965) Thermoluminescence as a function of climate and temperature. *Am. J. Sci.* 263, 416—28.
- Ruhe R. V. (1954) Relations of the properties of Wisconsin loess to topography in Western Iowa. *Am. J. Sci.* 252, 663—72.
- Buxton B. P. and McDougall I. (1967) Denudation rates in northeast Papua from Potassium—argon dating of lavas. *Am. J. Sci.* 265, 545—61.
- Savigear R. A. G. (1952) Some observations on slope development in south Wales. *Trans. Inst. Brit. Geogr.* 18, 31—51.
- Scholl D. W., Croighead F. C. and Stuiver M. (1969) Florida submergence curve revised: its relation to coastal sedimentation rates. *Sci.* 163, 562—4.
- Scheidegger A. E. (1961) Mathematical models of slope development. *Bull. Geol. Soc. Am.* 72, 37—49.
- Scheidegger A. E. (1964) Some implications of statistical mechanics in geomorphology. *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.* 9, 12—16.
- Scheidegger A. E. (1966) Effect of map scale on stream orders. *Bull. Int. Ass. Sci. Hydrol.* 11, 56—61.
- Scheidegger A. E. (1970) *Theoretical geomorphology*. Berlin, Heidelberg and New York.
- Scheidegger A. E. and Langbein W. B. (1966) Probability concepts in geomorphology. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 500—C, 14.
- Schoefield A. N. (1971) The possible role of a centrifuge in a regional study of Calabrian slope and coast protection. *Proc. Conf. on Natural Slopes Stability and Protection*. Naples—Cosenza. 12.
- Schulman E. (1956) *Dendroclimatic changes in semiarid America*. Tuscon: Ariz.
- Schumm S. A. (1954) Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Columbia Univ. Dept. Geology, Tech. Rep.* 3, O. N. R. Proj. No. NR 389—042 and *Bull. Geol. Soc. Am.* 67 (1956), 597—646.
- Schumm S. A. (1956) The role of creep and rainwash on the retreat of badland slopes. *Am. J. Sci.* 254, 693—706.
- Schumm S. A. (1963a) Disparity between present rates of denudation and orogeny. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 454, 13.
- Schumm S. A. (1963b) Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains *Bull. Geol. Soc.* 77, 1089—1100.
- Schumm S. A. (1964) Seasonal variations of erosion rates and processes on hillside slopes in western Colorado. *Zeits. fur Geom. Supp.* 5, 215—38.
- Schumm S. A. (1965) Quaternary paleohydrology. In Wright H. E. and Frey D. G. (eds) *The Quaternary of the United States*. Princeton. 783—94.
- Schumm S. A. (1968) River adjustment to altered hydrologic regimen: Murrumbidgee River and palaeochannels Australia. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 598, 68.

Schumm S. A. and Lichty R. W. (1965) Time, space and causality in geomorphology. *Am. J. Sci.* 263, 110—19.

Schumm S. A. and Lusby G. C. (1963) Seasonal variation in infiltration capacity and runoff on hillslopes in Western Colorado. *J. Geophys. Res.* 68 (12), 3655—66.

Schuster A. (1897) On lunar and solar periodicities of earthquakes. *Proc. Roy. Soc.* 61, 455—65.

Schuster A. (1898) On the investigation of hidden periodicities with application to a supposed 26—day period of meteorological phenomena. *Terr. Magn. Atmos. Elect.* 3, 13—17.

Schuster A. (1900) The periodogram of magnetic declination. *Trans. Camb. Phil. Soc.* 18, 107—35.

Schuster A. (1906) The periodogram and its optical analogy. *Proc. Roy. Soc.* 77, 136—40.

Scrope G. P. T. (1858) The geology and extinct volcanoes of central France. London. 258 (quotation from 208—9).

Seddon J. A. (1900) River hydraulics. *Trans. Amer. Soc. Civil Engr.* 43, 179—243.

Selby M. J. (1970) Slopes and slope processes. Waikato Branch New Zealand Geog. Soc. Publ. No. 1.

Shaw A. B. (1964) *Time in stratigraphy*, New York.

Shepard F. P. (1963) Thirty—five thousand years of sea level. In Clements T. (ed.) *Essays in marine geology in honour of K. O. Emery*. Los Angeles. 1—10.

Sherman L. K. (1932) Streamflow from rainfall by unitgraph method. *Engr. News Record* 108, 501—5.

Sigafoos R. S. and Hendricks E. L. (1961) Botanical evidence of the modern history of the modern history of the Nisqually Glacier, Washington. *US Geol. Surv. Prof. News Record* 108, 501—5.

Sigafoos R. S. and Hendricks E. L. (1961) Botanical evidence of the modern history of the Nisqually Glacier, Washington. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 387—A, 20.

Simonett D. S. and Rogers D. L. (1970) The contribution of landslides to regional denudation in New Guinea. *US Office Naval Res. Tech. Rep.* 6. Geog. Branch Contract O. N. R. 583—(11) Task No. Nr. 389—133. Lawrence: Kansas. 34.

Slaymaker O. (1972) Patterns of present sub—erial erosion and landforms in mid—Wales. *Trans. Inst. Brit. Geogr.* 55, 47—68.

Smith T. R. and Brelherton F. P. (1972) Stability and the conservation of mass in drainage basin evolution. *Water Resources Res.* 8, (6), 1506—27.

Soergel W. (1924) *Die Diluvialen Terrassen der Ilm und ihre Bedeutung für die Gliederung des Eiszeitalters*. Jena.

Sparks B. W. (1953) The former occurrence of both *Helicella striata* (Müller) and *H. geyeri* (Soós) in England. *J. Conch.* 23, 372—8.

Steers J. A. (1948) *The coastline of England and Wales*. Cambridge.

Stoddart D. R. (1966) Darwin's impact on geography. *Ann. Ass. Am. Geogr.* 56 (4), 683—98.

Stoddart D. R. (1969) Climatic geomorphology: review and re—assessment. In Board C. et al. (eds) *Progress in Geography* 1, 161—222.

Stone R. (1961) Geologic and engineering significance of changes in elevation revealed by precise levelling, Los Angeles area, California. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 68, 57—8.

Stork A. (1963) Plant immigration in front of retreating glaciers, with examples from the Kebnekajse area, northern Sweden. *Geog. Ann.* 45, (1), 1—22.

Strahler A. N. (1950) Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. *Am. J. Sci.* 248, 673—96, 800—14.

Strahler A. N. (1951) *Physical geography*. New York. (3rd edn 1969).

Strahler A. N. (1952) Dynamic basis of geomorphology. *Bull. Geol. Soc. Am.* 63, 923—38.

Strakhov A. N. (1967) Principles of lithogenesis. *Trans. Fitzsimmons, J. P., ed. Tomkeiff S. I. and Hemingway, J. E.* New York and Edinburgh. (3 vols.).

- Straw A. B.* (1964) Time in stratigraphy. Internat. Series in the Earth Sciences, New York.
- Subcommittee on Sedimentation* (1953) Summary of reservoir sedimentation surveys of the United States through 1959. Federal Inter-Agency River Basin Comm. Sedimentation Bull. 5, 222.
- Suggate R. P.* (1968) Post-glacial sea-level rise in the Christchurch Metropolitan area, New Zealand. Geol. en Mijnbouw 47, 291-7.
- Task Committee on Preparation of Sedimentation Manual*, American Society of Civil Engineering (1970) Sediment measurement techniques. Ch. III, Reservoir Deposits. Proc. Am. Soc. Civil Engr. Hydraulics Div. 96, HY12, 2417-46.
- Thompson J. R.* (1964) Quantitative effect of watershed variables on rate of gullyhead advancement. Trans. Am. Agr. Engr. 7 (1), 54-5.
- Thornes J. B.* (1967) Erosion and Sedimentation in the Alto Duero Spain Unpubl. Ph. D. thesis, University of London.
- Thornes J. B.* (1968) A queuing theory analogue for scree slope studies. Graduate School of Geography. London School of Economics Disc. Paper 22.
- Thornes J. B.* (1971a) Rivers in their delicate courses. Geogr. Mag. Dec. 1971, 5.
- Thornes J. B.* (1971b) State, environment and attribute in scree-slope studies. In Brunsten D. (comp. Slopes, form and process. Inst. Brit. Geogr. Spec. Publ. 3, 49-63.
- Thornes J. B.* (1972) Debris slopes as series. J. Arctic and Alpine Res. 4, 337-42.
- Thornes J. B.* (1973) Markov chains and slope series: the scale problem. Geogr. Ann. & (4), 322-8.
- Tricart J.* (1956) Etudes expérimentales du problème de la gelivation. Biul. Perylglac. 4, 285-318.
- Troll C.* (1943) Die Frostwechselhäufigkeit in den Tuft- und Bodenklunaten der Eide. Meteorol. Zeits. 60, 161-71.
- Troll C.* (1944) Strukturboden. Solifluction und Frostklimat der Erde. Geologische Rundschau 34 (7/8), 545-694.
- Tsuboi C.* (1963) Investigation on the deformation of the earth's crust found by precise geodetic means. Japanese J. Astron. and Geophys. 10, 93-248.
- Twidale C. R.* (1968) Geomorphology: with special reference to Australia. Melbourne.
- Varnes D. J.* (1958) Landslide types and processes. 20-47. In Landslides and engineering practice (ed Eckel E. B.). Highway Res. Board. Spec. Rep. 29.
- Vita. Finzi C.* (1969) The Mediterranean valleys: geological changes in historical times. Cambridge.
- Von Engel O. D.* (1942) Geomorphology. New York (5th edn 1956).
- Von Schelling T.* (1951) Most frequent particle paths in a plane. Trans. Am. Geophys. Un. 32, 222.
- Voss J.* (1933) Pleistocene forests of central Illinois. Bot. Gaz. 94, 808-14.
- Weiss L. L.* (1955) A nomogram based on the theory of extreme values for determining values for various return periods. Monthly Weath. Rev. Mar. 69-71.
- Welch D. M.* (1970) Substitution of space for time in a study of slope development. J. Geol. 78, 234-8.
- Weyman D. R.* (1970) Throughflow on hillslopes and its relation to the stream hydrograph. Bull. Int. Assoc. Scient. Hydrol. 15, 25-33.
- Whipkey R. Z.* (1965) Subsurface stormflow from forested slopes. Bull. Int. Assoc. Scient. Hydrol. 10, 74-85.
- Whitaker W.* (1867a) On sub aerial denudation, and on cliffs and escarpments of the Chalk and Lower Tertiary beds. Geol. Mag. 4, 447-54, 483-93.
- Whitaker W.* (1867b) On subaerial denudation, and on cliffs and escarpments of the Tertiary strata. Q. J. Geol. Soc. 23, 265-6.
- Whitaker W.* (1868) Subaerial denudation. Geol. Mag. 5, 46-7.
- Williams G. P.* (1967) Flume experiments, transport of coarse sand. US Geol. Surv. Prof. Pap. 562-B, 31.
- Wilson A. G.* (1970) Entropy in urban and regional modelling London.
- Wiman S.* (1963) A preliminary study of experimental frost weathering. Geogr. Ann. 45, 113-21.

- Woldenburg M. J.* (1966) Horton's laws justified in terms of allometric growth. *Bull. Geol. Soc. Am.* 77, 431—4.
- Wolf P. O.* (1966) Comparison of methods of flood estimation. *Proc. Inst. Civ. Engrs. Symp. on River Flood Hydrol.* 1—23.
- Wolf P. O.* (1966) Notes on the management of water resource systems. *J. Inst. Water Engrs.* 20 (2), 95—105.
- Wood A.* (1942) The development of hillside slopes. *Proc. Geol. Assoc.* 53, 128—40.
- Woodridge S. W.* (1948) The role and relations of geomorphology. Inaugural Lecture, King's College London, repr. in *The geographer as scientist* (1956). London.
- Woodridge S. W. and Linton D. L.* (1955) *Structure, surface and drainage in south—east England*. London. (1st edn 1939).
- Woodridge S. W. and Morgan R. S.* (1937) *The physical basis of geography: an outline of geomorphology*. London.
- Wright G. F.* (1881) An attempt to calculate approximately the date of the glacial era in eastern North America. *Am. J. Sci.* 21, 120—3.
- Yang C. T.* (1970) On river meanders. *J. Hydrol.* 13, 231—53.
- Yang C. T.* (1971) Potential energy and stream morphology. *Water Resources Res.* 7 (2), 311—22.
- Yasso W. E.* (1971) Forms and cycles in beach erosion and deposition. In *Coates D. R. (ed.) Environmental geomorphology*. New York, 109—37.
- Young A.* (1963) Deductive models of slope evolution. I. *G. U. Slope Comm. Report* 3, 45—66. Also in *Neue Beiträge zur internationalen Hangforschung*. Göttingen.
- Young A.* (1969) Present rate of land erosion. *Nature* 224, 851—2.
- Young A.* (1972) *Slopes*. London.
- Zeuner F. E.* (1945) *The Pleistocene period: its climate, chronology and faunal successions*. London.
- Zeuner F. E.* (1952) *Dating the past: an introduction to geochronology*. London.

СОДЕРЖАНИЕ

Мир географии	5
Предисловие	6
Благодарности	7
1. Введение	9
2. Измерение времени	38
3. Измерение переменных во времени	67
4. Анализ временных данных	84
5. Скорости действия геоморфологических процессов	109
6. Качественные временные модели	131
7. Количественные детерминированные модели временных изменений	159
8. Стохастические модели форм эволюции	181
9. Пространство и время	203
Список литературы	215

Дж. Б. Торнес, Д. Брунден

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ВРЕМЯ

Редактор издательства А. П. Хуповка
Переплет художника И. М. Пучкова
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор А. Е. Матвеева
Корректор К. И. Савенкова
ИБ № 3534

Сдано в набор 02.07.80. Подписано в печать 05.02.81. Формат 60×90^{1/16}. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл.-печ. л. 14,25. Уч.-изд. л. 16,40. Тираж 2150 экз. Заказ 400/8033-1. Цена 2 р. 50 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология».

2р. 50к

3526

НЕДРА