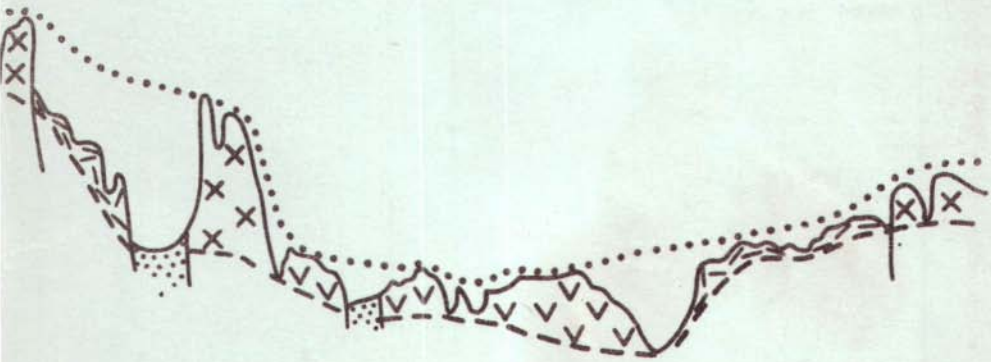
551.4
Я 24

Э.Л. Якименко, В.С. Порядин,
Н.С. Маковская

ДВА ТРЕНДА ПОВЕРХНОСТИ РЕЛЬЕФА



НОВОСИБИРСК 1986

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Э.Л. Якименко, В.С. Порядин,
Н.С. Маковская

ДВА ТРЕНДА ПОВЕРХНОСТИ РЕЛЬЕФА

НОВОСИБИРСК 1986

УДК 551.4:528.91

Якименко Э.Л., Порядин В.С., Маковская Н.С. Два тренда поверхности рельефа / Отв.ред. В.К.Кучай, Новосибирск: ИГиГ, 1986. 143 с.

Рассмотрен ряд методических приемов статистического описания пространственных закономерностей строения современного рельефа. Аппарат случайных функций применен для анализа региональной и локальной составляющих вершинной и базисной поверхностей. Показан пример использования такой методики для рельефа отдельных геоструктурных зон: Западно-Сибирской равнины и Восточной Якутии, а также всей территории Сибири и Дальнего Востока. Предпринята попытка структурно-геоморфологической интерпретации выделенных закономерностей разных иерархических уровней строения рельефа.

Книга рассчитана на специалистов, занимающихся и интересующихся вопросами приложения статистики к геологическим наукам.

74555 +

Ответственный редактор
д-р геол.-мин.наук В.К.Кучай

Р е ц е н з е н т ы

канд.геол.-мин.наук Г.А.Чернов (ИГиГ СО АН СССР),
канд.геол.-мин.наук В.В.Зуенко (Новосибирский ун-т)

© Институт геологии
и геофизики СО АН СССР,
1986г.

ВВЕДЕНИЕ

Уникальность земной поверхности состоит в том, что она формируется на границе двух сред с резко различными термодинамическими и физико-химическими свойствами: твердой малоподвижной литосферы и подвижной атмогидросферы. Через нее происходит круговорот глубинного и поверхностного вещества, идет обмен энергией и информацией между недрами и внешними оболочками Земли. Рельеф как одно из свойств земной поверхности отражает результат этого взаимодействия. М.А.Усов с формированием и преобразованием форм рельефа земной поверхности связывал перемещение минеральных масс как на поверхности Земли, так и в более глубоких горизонтах литосферы и астеносферы.

Исходя из такого понимания рельефа открывается возможность использовать его как средство для познания глубинных процессов. Именно эту возможность реализовал В.Пенк в классическом морфологическом анализе. Рельеф доступен непосредственному наблюдению, в его строении мы видим очевидные закономерности, которые не нуждаются в выделении или специальном описании. Но есть и другие закономерности, которые из-за ограниченной разрешающей способности глаза или оптического прибора не обнаруживаются, и необходим аппарат для их поиска, выделения и описания.

Для изучения таких закономерностей строения рельефа анализировались две поверхности: вершинная и базисная. На Земле нет других, повсеместно распространенных уровней, с которыми была бы тесно связана деятельность тектонических и денудационных процессов, положение этих уровней определяет соотношение между интенсивностью поднятия и интенсивностью выветривания и денудации. Выделение в рельефе двух объективно существующих геоморфологических уровней является условностью или удобной абстракцией, может быть даже средством для изучения рельефа

как результата взаимодействия экзогенных и эндогенных геологических процессов. К.К.Марков видел в изучении поведения геоморфологических уровней земной поверхности основной метод теоретической геоморфологии.

Выделение определенных уровней, полей, поверхностей имеет кроме геоморфологического значения еще и совершенно определенный методический интерес, так как позволяет изучать в рельефе непрерывную составляющую геоморфологического пространства. С этой целью использован в работе тренд-анализ - один из широко распространенных математических методов в науках о Земле.

Идея изучения пространственных закономерностей строения рельефа на примере вершинной и базисной поверхностей возникла интуитивно и навеяна многими работами по методологии науки о рельефе, но четко сформулирована после введения Н.А. Флоренсовым понятия о геоморфологических формациях, через которые намечается выход на изучение круговорота вещества в сфере морфогенеза. Идея заключалась в попытке подойти к динамической характеристике геоморфологических формаций через соотношение вершинной и базисной поверхностей, характеризующих определенное состояние геоморфологического пространства. Такая попытка была впервые реализована на примере Восточной Якутии (Якименко, Порядин, 1978), а впоследствии с привлечением Н.С. Маковской - для Сибири и Дальнего Востока, на территории которых банк данных для каждой из поверхностей насчитывает 15 000 точек.

Вынося в название работы не метод тренд-анализа и возможности его использования в геоморфологии, а результат его применения на примере вершинной и базисной поверхности, авторы пошли на определенный риск. Основанием для такого шага послужило желание авторов не столько привлечь внимание к широко известному, хотя и недостаточно используемому в геоморфологии методу тренд-анализа, сколько обратить внимание на возможность изучения с его помощью региональных пространственных закономерностей строения двух трендов: вершинного и базисного.

В связи с этим узкое название книги не исчерпывает ее содержания, которое охватывает и другие статистические подходы к изучению рельефа, и авторы останавливаются на них очень кратко. Рассматривать подробно эти методы и подходы нет необходи-

мости, поскольку их обстоятельный анализ и критический обзор выполнен А.С.Девдариани.

В процессе работы возник ряд методических трудностей в построении единого тренда для обширной площади Сибири и Дальнего Востока, которые были частично преодолены. В интерпретации трендов использованы, вероятно, все имеющиеся подходы, хотя и выполнена она пока только в общем виде, скорее, представлены предпосылки для интерпретации. Авторам не удалось обойти стороной дискуссионный вопрос о возможности применения к рельефу статистических моделей, при построении которых высота земной поверхности является случайной величиной.

В работе использованы термины и понятия, заимствованные из теоретических работ О.В.Кашменской, Б.Л.Личкова, Н.И. Маккавеева, К.К.Маркова, В.Пенка, М.В.Пиотровского, А.И. Спиридонова, Д.А.Тимофеева, Н.А.Флоренсова. В разработке методических вопросов авторы учли результаты исследований А.М.Берлянта, А.С.Девдариани, В.П.Философова
дов во многом помогли региональные работы А.Г.Золотарева, Ю.А.Зорина, С.А.Архипова, В.В.Вдовина, Б.В.Мизерова, В.А.Николаева, О.М.Адаменко, С.С.Коржуева, А.А.Николаевского, И.А.Резанова и Г.И.Худякова.

Авторы глубоко признательны В.А.Николаеву и З.М.Хворостовой за постоянное внимание и поддержку при работе над книгой, а также А.Н.Дмитриеву, С.В.Гольдину, В.Д.Карбышеву за полезные советы и консультации, В.И.Саяпину, участвующему в решении задачи и В.К.Кучаю за критические замечания и конструктивные советы.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Современное состояние применения математических методов в геоморфологии

В последние пять лет в печати развернулась дискуссия об основных направлениях развития общей теории геоморфологии. В ходе дискуссии обсуждались термины и понятия, предмет и объект геоморфологии, но недостаточно уделялось внимания методам исследования, которые, по существу, определяют глубину теории. Под методом понимается средство для достижения цели, способ или прием исследования, в результате которого мы получаем либо новое знание, либо доказательство какого-то научного предположения. Методы геоморфологических исследований очень разнообразны, они быстро появляются из пограничных областей знания, а также довольно отдаленных, быстро исчезают, иногда бесследно, налицо конкуренция старых традиционных и новых методов. В такой ситуации возникает необходимость обозреть, каким арсеналом методов мы владеем, определить их полноту, сделать правильный отбор, с тем, чтобы было ясно, чем мы вооружены и какие задачи можем решать с их помощью, а также выяснить, что они несут в тенденцию развития геоморфологии.

Каждое научное направление, объективно сложившееся, существующее и развивающееся, решает свой круг задач с помощью определенного комплекса методов. Воспользуемся делением (в какой-то степени условным) методов на дедуктивные и эмпирические (Бирюков, 1974). К дедуктивным относятся методы понятийного и логического характера: анализ, синтез, абстрагирование, обобщение, идеализация, моделирование, к эмпирическим – методы непосредственного и опосредованного наблюдения и эксперимента. В процессе познания эти две группы методов органически связаны между собой, эта взаимосвязь не позволяет науке потеряться в фактах и потонуть в абстракциях. В разных областях знания соотношение двух типов методов неодинаково. Так, математика, имеющая дело с абстрактными объектами, является классической дедуктивной наукой.

Любая точная наука пользуется четко определенными терминами, развитым аппаратом логического мышления, выработке кото-

рого способствует широкое применение математических методов и количественный (жесткий) характер выводов. Для гуманитарных наук большое значение имеет образное мышление, широкое использование аналогий и терминов с неточным определением вкладываемых в них понятий, словесный (вербальный) способ построения выводов (Биркков, 1974; Грекова, 1976). В геоморфологии специфика исследования определяет большой удельный вес эмпирических методов, несмотря на то, что на разных этапах развития этой науки соотношение дедуктивных и эмпирических методов менялось.

Объект изучения геоморфологии – рельеф земной поверхности. Рельеф отражает свойства субстрата, материала, из которого состоят его формы, механизм, направленность и длительность рельефообразующих процессов. В понимании Н.А.Флоренсова (1978) рельеф земной поверхности есть совокупность неровностей разных масштабов в их пространственной, генетической и функциональной связях.

При изучении рельефа можно выделить три подхода: историко-генетический, структурно-морфологический (морфоструктурный) и структурно-функциональный (системный). Каждый из них, имея свой арсенал методов, рассматривает разные, но взаимосвязанные предметы (стороны) одного объекта исследования. "Содержание каждой науки включает в себя, как минимум, две взаимосвязанные стороны знания: знание о предмете познания и знание о методе его познания" (Асланикашвили, 1974, с. 53). Попытаемся показать эту связь метода и предмета исследования при изучении рельефа.

Задача историко-генетического подхода состоит в изучении происхождения и истории развития рельефа. Основы его заложены, по-видимому, Ф.Рихтгофеном и И.Д.Черским в прошлом веке и оформлены В.Дэвисом и В.Пенком. Историко-генетический подход основан на выяснении степени генетической общности, характера сходства и различия в рельефе земной поверхности и закономерностях его развития во времени и в пространстве с помощью эмпирических методов, но не ограничивается ими. Изучение закономерностей строения, развития и пространственного размещения форм рельефа и коррелятных отложений невозможно без дедуктивных абстрактно-логических методов. Процесс абстрактного мышления находит свое отражение на геоморфологических картах, масштаб которых свидетельствует о степени абстрагирования.

Структурно-морфологический подход направлен на изучение характера проявления в рельефе земной поверхности геологической структуры, и все методы сосредоточены на исследовании структурного фактора. В термин "морфоструктура" вкладываются различные понятия, но любое определение " будет конструктивным, если из него вытекают какие-то полезные для развития науки следствия" (Косыгин, 1974, с.10). Учитывая это, морфоструктура - "определенное сочетание черт в строении рельефа земной поверхности, возникшее под влиянием эндогенных сил и развивавшееся в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов... Даже при самом общем сопоставлении морфоструктурных особенностей земной поверхности с особенностями геологической структуры той или иной территории между ними так легко устанавливается определенная пространственная связь" (Герасимов, 1967, с.11). В данном определении акцент делается на внешние, морфологические свойства рельефа. Уместно напомнить, что впоследствии Н.А.Флоренсов (1978) предлагал придать морфоструктуре смысл характеристики связей структурных черт субстрата и рельефа.

Выраженная в рельефе геологическая структура связана с определенным временным интервалом. Если он ограничен неоген-четвертичным временем, то все разнообразие сочетаний черт строения рельефа объясняется новейшими тектоническими движениями. Таким образом, в формировании рельефа гиперболизирована роль тектоники, которой, по существу, объясняются все связи глубинной структуры с рельефом. Зачастую между понятиями морфоструктура и рельеф не делается никаких различий, что не раз отмечал Д.А.Тимофеев (1968). При морфоструктурном анализе наряду с эмпирическими широко используются дедуктивные методы элементарной математики, математического анализа. Толчок к применению математических методов дали накопленные морфометрические знания о рельефе, что в рамках этого подхода не внесло существенных изменений в методологию геоморфологии.

При структурно-морфологическом подходе наиболее разработанной оказалась статика рельефа. Это положение вполне объяснимо, поскольку в понятии морфоструктуры зачастую отсутствует динамический аспект, кинематика рельефа вообще остается за рамками этого подхода. Динамическая характеристика процессов рельефообразования содержится в понятии " геоморфологическая формация"

как результат взаимодействия вещественных и структурно-динамических свойств субстрата с тектонической и климатической обстановкой. С помощью геоморфологических формаций можно подойти к изучению круговорота вещества в сфере морфогенеза (Флоренсов, 1971). В приведенных понятиях ясно видна вещественно-энергетическая сторона геоморфогенеза, и форма рельефа уже выступает как способ организации и способ существования земной поверхности.

Проблема формы с древних времен занимала умы ученых. Философская сторона ее изложена в биологии для организменных понятий А.А.Любищевым (1982) и в геоморфологии Н.А.Флоренсовым (1983) для такого сверхорганизменного понятия, каким является рельеф земной поверхности. Гносеологическое значение работ Н.А.Флоренсова трудно переоценить, они открывают взгляд на рельеф с принципиально новых позиций, где форма является внешним проявлением внутренних связей, а рельефообразование понимается как следствие непрерывного массоэнергообмена между атмогидросферой и литосферой. Здесь обнаруживается обширная перспектива для динамической геоморфологии, задачей которой является изучение потоков вещества и энергии в зоне морфогенеза.

В рамках структурно-морфологического подхода развивается климатическая геоморфология, изучающая экзогенное рельефообразование или морфоскульптуру. Развитию этого направления во многом способствовали сформулированный В.В.Докучаевым в 90-х годах прошлого столетия закон зональности природных явлений и установленный В.В.Григорьевым в 1938 году периодический закон географической зональности. По этому закону различным энергетическим уровням физико-географического процесса соответствуют определенные условия денудации и типы ландшафтов. Оценка соотношения в рельефообразовании тектонической и климатической составляющих позволила выявить явление автономности экзогенных процессов или саморазвитие рельефа на определенной геоморфологической стадии (Мещеряков, 1965).

В результате структурно-морфологического подхода наметилась определенная логика в строении рельефа земной поверхности. Об этом свидетельствует дифференциация рельефа по морфологии и генезису на геотектуры - глобальный уровень, морфо-

структуры – региональный уровень и морфоскульптуры – локальный уровень закономерностей сочетаний черт строения рельефа. Кроме того, найдены пути для выработки общей геоморфологической теории, привлечено внимание к энергетической и динамической стороне рельефообразования (Борсук и др., 1977).

Как подойти к объяснению наметившейся логики, как выяснить характер, степень связи и меру взаимодействия двух противоборствующих сил в развитии рельефа? Новые вопросы повлекли постановку нового подхода – структурно-функционального. Если перед геоморфологией поставить вопросы: что формируется, из чего формируется и каким образом формируется?, то ответ на последний вопрос ищут в рамках структурно-функционального подхода. Главная задача его заключается в выяснении системообразующих связей, таких, которые обеспечивают системе свойство целостности. Внимание геоморфолога сосредоточено на форме связей и на разнообразии этих форм на разных иерархических уровнях. Отсюда ясно, что акцент делается на функциональные или внутренние свойства рельефа. С помощью этого подхода выясняется структура геоморфологической системы, ее элементы, их взаимосвязь, "массоэнергетический потенциал", взаимоотношение со средой. Приходится абстрагироваться от других свойств геоморфологической системы, которые мы рассматривали в предыдущих подходах, но только таким путем можно "проникнуть в сущность системообразующих связей, выявить разнообразие их форм и иерархию уровней" (Куражковская, Фурманов, 1975,с.58). Главный критерий установления уровней – элементно-системные связи (Косыгин, 1974; Спиридонов, 1974; Хворостова, 1976; Chorley, 1962; Кашменская, 1977; Крутъ, 1978; Титов, 1981). Можно согласиться с Э.Э.Титовым, который обращает внимание на строгое соответствие уровня организации системы с решаемой задачей. Учитывая это, геоморфологическую систему он понимает как "комплекс разнообразно взаимодействующих в рамках поставленной задачи элементов, находящихся также в определенной связи с окружающей средой" (Титов, 1981, с.233).

Структурно-функциональный подход включает большое разнообразие методов. Особое положение среди них занимает моделирование, строящееся на принципах математической теории. Математическое моделирование оговаривается особо, потому что (вер-

бальными) словесными моделями в геоморфологии пользовались всегда. И первыми моделями, ставшими основой общей теории геоморфологии, являются периодический закон географической зональности В.В.Григорьева и географический цикл развития рельефа В.Дэвиса (Пиотровский, 1984). Необходимо упомянуть и картографические модели как особую форму моделирования (Асланикашвили, 1974).

При создании математических моделей прежняя понятийно-терминологическая база не устраивает геоморфолога. Диалектика развития требует пересмотра установленных понятий (Соловьев, 1975). В.К.Кучай (1976) назвал две необходимые стадии внедрения математических методов в тектонику. Первая включает инвентаризацию тектонических понятий, вторая - собственно формализацию. В геоморфологии попытка наметить пути предварительной инвентаризации терминов, понятий, форм рельефа предпринята Н.А.Флоренсовым (1978). "Как всегда бывает в истории науки, эпоха общего взлета творческой мысли сопровождается глубокой переоценкой многих устоявшихся понятий и представлений. В этих условиях переходных периодов создаются значительные трудности в области научной терминологии и методики", - писал И.П.Герасимов (1967, с.11). Прошло 15 лет, и ситуация п в ясной постановке задач. Неизбежное изменение стиля мышления выражено И.А.Полетаевым. Он пишет, что математическое моделирование не допускает "полузнания", пробелов в системе гипотез. Поэтому, прежде чем подойти к моделированию, необходимо строить законченную модель, используя как эмпирические данные так и дедуктивно-логические приемы анализа. Моделирование позволяет при отсутствии знания о каждом элементе, выясни структуру системы в целом (Бирюков, 1974).

Системный подход явился для геоморфологии новой парадигмой, которая, как и любая новая научная концепция, не только может объединить все накопленные эмпирические знания о рельефе в строгую и определенную систему, но и должна создать свой рабочий инструмент. Многообразие геоморфологических систем, саморазвивающихся и самоорганизующихся, обилие связей, их вероятностную (неоднозначную) природу невозможно понять без привлечения таких разделов математики, как топология, теория информации, кибернетика, теория множеств и других. О расширении круга методов можно судить по нерешенным проблемам в изучении рельефа. Достаточно

назвать проблему баланса масс земной коры (Кашменская, 1975, 1980) или литодинамических потоков (Флоренсов, 1978), саморазвития рельефа и обратных связей в геоморфологических процессах (Арманд, 1971). Без решения таких проблем невозможно понять динамику рельефа, а следовательно прогнозировать рельефообразующие процессы и управлять природой. Этих примеров достаточно, чтобы в перспективе предвидеть не только расширение методов, но и привлечение новых подходов, которые приводят исследователя к самым неожиданным результатам.

Таким образом, существование трех подходов: историко-генетического, структурно-морфологического (морфоструктурного) и структурно-функционального (системного) вполне правомерно, а пренебрежение любым из них - недопустимо. Возможности каждого подхода ограничены. Системный подход своими методами выявляет законы инвариантные, остающиеся постоянными при определенных условиях, на них основаны принципы организации и функционирования системы. Историко-генетический подход выявляет законы исторического развития, с которыми связаны качественные изменения системы во времени и в пространстве. Связь этих двух подходов на примере геологии убедительно показана Е.А. Куражковской и Г.Л.Фурмановым 1975, с.67). Они считают, что историко-генетический и системный подходы являются "двумя наиболее общими способами изучения естественно-исторических систем, отражающих разные, хотя и взаимосвязанные друг с другом закономерности". Геоморфологическая система тоже относится к естественно-историческим, ее способом существования является движение (его законы изучаются в системном подходе), переходящее в развитие, законы которого находятся в компетенции историко-генетического подхода. В перспективе из всей суммы методов, используемых при разных подходах, должна быть создана методика изучения рельефа, где все методы будут взаимосвязаны друг с другом.

Пока такой цельной методики не существует. Одна из причин состоит в чрезмерном увлечении историко-генетическим анализом, которое привело к тому, что гораздо меньшее внимание уделяется "собственно морфологическому аспекту, и как ни странно, количественной его стороне. В морфометрии сделано много разрозненного и ничего цельного" (Флоренсов, 1978, с.64). Имеется в

виду морфологический анализ в классическом его понимании (Пенк, 1961; Пиотровский, 1984). В.Пенк пытался его использовать как средство для изучения хода и развития тектонических движений и деформаций земной коры, результат которых мы наблюдаем в формах рельефа

"в уравнении из трех закономерно связанных величин - эндогенных и экзогенных процессов и геоморфологического строения - движения земной коры играют роль неизвестного. Обе другие величины могут быть изучены и установлены наблюдением" (Пенк, 1961, с. 50).

С замечаниями, высказанными Н.А.Флоренсовым, можно согласиться лишь частично. Количественная сторона морфологического анализа, на наш взгляд, исчерпывается выделением в геоморфологии статики (геометрии), кинематики и динамики рельефа (Девдариани, 1950, 1964; Strahler, 1952; Ермолов, 1964; Троицкий, 1967 и др). Главная же трудность в создании единой методики (а может быть, даже невозможность) заключается в том, что геоморфология как наука находится в периоде становления. Это ясно видно из итогов дискуссии об основных направлениях ее развития. Здесь уместно сослаться на высказывание Н.А.Флоренсова о том, что "геоморфология... до сих пор окончательно не встала на ноги. Лишь очень приблизительно известно, что такое предмет ее исследований" (Флоренсов, 1978, с.6). Приведенным высказыванием Н.А.Флоренсов, по существу, ответил на свое замечание, и авторы с этим ответом полностью согласны.

Вместе с тем, тенденция развития геоморфологии очевидна, беглого обзора методов в трех подходах достаточно, чтобы сделать следующие выводы:

1. Арсенал методов для решения геоморфологических задач растет, причем их рост осуществляется за счет привлечения дедуктивных методов.

2. Количественный анализ показал на сложные и неоднозначные связи и зависимости между формами рельефа, процессами, их формирующими, и потребовал объяснения их природы. Для объяснения понадобились новые образы и понятия. В результате наука приобрела определенную логическую стройность и бо́льшую объективность. И может быть, самый главный вывод состоит в том, что в геоморфологии изменился стиль мышления за счет "математичес-

кого понимания логики земного пространства" (Бунге, 1967, с. 13) и усиления ее объяснительной функции.

3. Если математизация науки идет поэтапно от количественных методов к математическому моделированию и математической теории, то геоморфология стоит в начале второго этапа.

Общие представления о пространственных закономерностях строения рельефа

"Связь между математикой, естественными науками и философией нигде так не сильна – писал Герман Вейль, как в проблеме пространства" (цитируется по книге Левитина, 1984, с.86). В науках о Земле пространственному аспекту исследования уделяется большое внимание. Физико-химическое пространство на уровне атомов рассматривал В.И.Вернадский. Б.Л.Личков (1965), ссылаясь на В.И.Вернадского, выдвинувшего идею о состоянии пространства в 1927 году, вводит понятие о размерности пространства. Ю.А.Косыгин (1974) определяет геологическое пространство как конечное множество точек, в каждой из которых может быть изучено любое свойство. В зависимости от поставленной цели исследования, можно абстрагироваться от всех других свойств вещества и определить или измерить только те, которые необходимы для раскрытия определенных закономерностей состояния пространства.

Элементы пространства можно связывать с геологическими образованиями разного ранга, начиная с элементарных частиц до геосфер. О.А.Вотах (1985) основные структурные единицы Земли представляет в четырех пространствах: кристаллохимическом, стратиграфическом, геоморфологическом и геоцентрическом. В геоморфологическом пространстве изображается рельеф земной поверхности на уровне тектонических комплексов, слоев земной коры и геоструктурных областей.

Анри Пуанкаре (1983) считал, что пространство – это математическая непрерывность трех измерений. Первое и второе привычны для двумерного видения, и эти зрительные ощущения освоены человеческим глазом. Для восприятия третьего измерения требуется включить мускульный аппарат аккомодации – приспособление глаза к ясному видению удаленных на разное расстояние предметов

путем изменения выпуклости хрусталика: более плоского при рассмотрении далекого предмета и более выпуклого за счет аккомодационного усилия при рассмотрении близкого предмета. На принципе конвергенции - сведении зрительных осей обоих глаз, создается бинокулярный эффект, на котором построен стереоскоп для объемного видения. Из приведенных рассуждений Анри Пуанкаре видно, что причина видения двумерного и трехмерного пространства не только и не столько психологическая, сколько физиологическая.

Геолог, проводя исследование в трехмерном мире, имеет о нем в большей степени двумерные представления, и его интуиция несет в себе эвклидову плоскость. В науках о Земле такому представлению во многом способствует карта как способ отображения любых пространственных свойств на плоскости. По сравнению с другими логическими системами, способными отображать пространство, такими как аэрофотоснимки, блок-диаграммы, математические модели, карта по степени наглядности, информативности, избирательности, пространственной полноте и логической структуре является наиболее совершенным "орудием пространственного анализа" (Бунге, 1967; Берлянт, 1971; Асланикашвили, 1974). "Геологи уделяют большое внимание чтению, использованию и построению карт, и, возможно, являются самыми сведущими в наглядном выражении и изучении пространственных зависимостей" (Дэвис, 1977, с.323).

В геоморфологии поиски ответа на вопрос, как мы видим пространство, на первый взгляд, могут показаться излишними. Однако все геоморфологические образования от самых крупных до наиболее мелких являются объемными, как только мы начинаем изучать процессы рельефообразования и сталкиваемся с объемно-балансовыми характеристиками (Философов, 1975; Флоренсов, 1978; Кашменская, 1980; Табидзе, 1985).

Все геологические процессы так или иначе связаны с перемещением, движением, динамикой, следст ем чего является изменение положения земной поверхности. Оно фиксируется различным сочетанием элементов рельефа (Спиридонов, 1974, 1975). Определенный порядок расположения элементов рельефа называется пространственной структурой, а процессы, вызывающие перемещение - пространственными (Саушкин, 1976). Пространственная структура рельефа включает форму, конфигурацию, градиент, расстояние, за-

кон распределения, способ сочетания элементов. В ее изучение большой вклад внесли А.И.Спиридонов (1970) и В.П.Философов (1960, 1975), а в последнее время наиболее интересными являются попытки элементаризации земной поверхности (Тимофеев, 1984 б; Ласточкин, 1984).

К пространственным процессам относятся все виды взаимодействия экзогенных и эндогенных перемещений. С формированием и преобразованием форм рельефа земной поверхности М.А.Усов связывал перемещение минеральных масс как на поверхности Земли, так и в более глубоких горизонтах литосферы и астеносферы (Николаев, 1984). Пути и виды перемещения минеральных масс могут рассматриваться как литодинамические потоки (Флоренсов, 1978).

Впервые на наличие пространственных закономерностей в строении рельефа указали разномасштабные космические снимки, которые отличаются естественной генерализацией и большой обзорностью. Эти свойства сделали их ценным материалом для изучения пространственных закономерностей. Для выделения последних в строении рельефа и их сравнительного анализа на больших территориях широкие возможности представляют карты, на которых поле высот земной поверхности задано горизонталями. Поскольку рельеф представляет совокупность неровностей разных масштабов, то и пространственные закономерности в его строении также могут отличаться в зависимости от уровня организации или иерархии (Спиридонов, 1975; Хворостова, 1973). Например, функции распределения высот речных бассейнов Верхнеколымского нагорья не раскрывают пространственных свойств рельефа нагорья как единого целого. Не только характер пространственных закономерностей разных иерархических уровней строения рельефа будет различным, но и методы выделения этих закономерностей обладают определенной спецификой.

Поскольку рельеф доступен непосредственному наблюдению, то в его строении есть закономерности очевидные, которые не нуждаются в выделении или специальном описании. Другие же по причине ограниченной разрешающей способности глаза или оптического прибора, не обнаруживаются, и необходим аппарат для их поиска, выделения и описания. Говоря о пространственных свойствах рельефа разных иерархических уровней, мы имеем в виду, что любые градации являются абстракцией и условностью и только в ме-

тодологическом смысле они автономны, а в природе связаны в единый рельеф.

Изучение пространственных закономерностей строения рельефа имеет в геоморфологии вполне самостоятельное значение. Но такое изучение должно быть не самоцелью, а направлено на выяснение причин выявленных закономерностей и использование их для объяснения неоднородности и изменчивости поля высот земной поверхности в зависимости от тектоно-геоморфологических условий. Следовательно, изучая поведение той или иной переменной в пространстве и выявляя закономерное или случайное ее изменение, можно судить и о состоянии пространства.

Вершинный и базисный геоморфологические уровни

Для изучения пространственных закономерностей в строении рельефа анализировались две поверхности. Одна из них – вершинная, построенная по самым высоким точкам современного рельефа, другая – базисная, проведена по урезам воды, которые являются местными базисами эрозии. А.Пенк в 1889 г. и В.Дэвис (1962) ввели понятие о верхнем денудационном уровне гор на основании широко распространенного явления в горах – постоянства высоты горных вершин. Первый сформулировал понятие об абсолютном верхнем денудационном уровне, выше которого не может подняться ни одна горная вершина. Положение верхнего денудационного уровня определяет соотношение между интенсивностью поднятия и скоростью выветривания и денудации. А.Пенк считал, что чем интенсивнее поднятие, тем интенсивнее происходит выветривание, в результате чего горы быстро понижаются до верхнего денудационного уровня. Впоследствии он исключил из понятия генетический смысл и назвал "вершинной поверхностью гор" однообразный высотный уровень горных стран на примере Альп.

Вскоре после А.Пенка проблему вершинной поверхности рассматривает А.Гейм. В 1927 г. он справедливо отмечает, что это словосочетание удобно, поскольку не определяет способа происхождения близвысотного вершинного уровня гор. Пытаясь объяснить постоянство высот вершинной поверхности европейских Альп, А.Гейм видит причину в горизонтальности главного базиса денуда-

СО АН СССР

ции – уровня океана и его продолжения под континентами. Этим автором впервые закартирована вершинная поверхность Альп с помощью изолиний для выявления структурных форм, выраженных в ее рельефе. В результате объяснения генезиса вершинной поверхности выяснилось, что ее простой морфологический облик является свидетельством проявления ряда факторов, различных в зависимости от тектоно-геоморфологических условий (Марков, 1948). Полигенетичность вершинной поверхности, а также связь поверхностей выравнивания с уровневыми поверхностями гравитационного поля Земли показана Ю.А.Мещеряковым (1964).

И все-таки проблема генезиса близвысотного уровня гор и его деформаций остается дискуосионной и одной из основных в геоморфологии. Несмотря на то, что понимание этого явления еще не достигнуто, "чувство вершинной поверхности вряд ли померкло у исследователей гор... при настоящем уровне наших знаний мы должны признать вершинную поверхность как явление действительно и реально существующее" (Марков, 1948, с.226).

Если о вершинной поверхности мы имеем общее представление и легко ее воспроизводим зрительно, то базисная поверхность является воображаемой и гипотетической. На основании понятия о базисе эрозии, сформулированного в конце прошлого века (Демек, 1977), базисную поверхность с геоморфологической точки зрения следует считать вторым геоморфологическим уровнем и нижней границей проявления современных процессов денудации. Почему нам важно выявить пространственные закономерности именно этих двух поверхностей современного рельефа? Потому что на Земле нет других, повсеместно распространенных уровней, с которыми была бы тесно связана деятельность тектонических и денудационных процессов. Рельеф вершинной и базисной поверхностей фиксирует соотношение интенсивности этих процессов, направленных по вертикали к поверхности Земли, так как взаимодействие осуществляется в ее гравитационном поле и обуславливается силой тяжести. Обе поверхности не только связаны между собой, но и взаимодействуют с нижележащими в земной коре, имея с ними единую физическую природу (Деменицкая, 1961; Зорин, 1976).

Одним из первых, кто попытался реализовать эту связь, был В.П.Философов, построивший на графическом разложении рельефа на вершинные и базисные поверхности разных порядков метод

поиска тектонических структур (Философов, 1960, 1975). На возможность использования относительной высоты рельефа для выявления новейших тектонических движений не раз указывал В.М.Дэвис. В частности, в работе "Эрозионный цикл и вершинный уровень Альп" он развил представление о тесной связи интенсивности поднятия с глубиной врезания водотоков высокого порядка, причем скорость поднятия, "очевидно, всегда выше, чем скорость снижения вершинной поверхности под действием денудации" (Дэвис, 1962, с.29). В некоторой степени эта мысль была развита С.С.Соболевым в начале 40-х годов, увидевшим в относительной высоте водоразделов над речными долинами показатель направленности и интенсивности проявления новейших движений. Н.И. Николаев (1962), анализируя построенные С.С.Соболевым карты глубины местных базисов эрозии и отмечая ряд недостатков в их построении и субъективности в интерпретации, считает возможным использовать глубину проявления процессов эрозии для оценки величины поднятия.

Н.И.Николаев проводит удачную аналогию с методом мощностей, по которым восстанавливается история тектонических движений в областях аккумуляции. В областях денудации со слоем он отождествил формы рельефа и зависимость изменения абсолютной высоты водоразделов и глубины врезания рек от интенсивности неотектонических движений (метод врезов). Такая аналогия вполне правомочна. Ю.А.Косыгин (1974) видит в слое форму распределения вещества в гравитационном поле Земли. В.П.Философов, ссылаясь на взгляды Ю.А.Косыгина и представление Ю.А.Мещерякова о том, что поверхности выравнивания по своей форме приближаются к уровневым поверхностям гравитационного поля Земли, рассматривает базисные поверхности "как форму распределения вещества и энергии в гравитационном поле Земли или как гравитационные поверхности" (Философов, 1975, с. 165). Из этих высказываний ясно видны истоки, которые привели В.П.Философова к совместному анализу вершинных и базисных поверхностей при изучении новейших движений земной коры в областях денудации.

Вертикальный ряд геоморфологических уровней выделял К.К.Марков, беря в основу ведущий экзогенный процесс. С деятельностью моря связан абразионно-аккумулятивный уровень, с флювиальными процессами - денудационный, в пределах уровня

снеговой границы ведущими являются нивальные процессы с ледниковой денудацией и аккумуляцией, верхнего денудационного уровня – процессы выветривания и плоскостной денудации. Каждый из перечисленных уровней является граничной поверхностью в рельефе и представляет собой сферу столкновения эндогенных и ведущих экзогенных процессов. Так образуется совокупность концентрически расположенных геоморфологических уровней с определенной высотной привязкой относительно центра Земли. Поверхность каждого уровня в той или иной степени деформирована. По степени деформаций можно судить об амплитуде и знаке колебательных движений. Каждый геоморфологический уровень существует в поле силы тяжести и отличается друг от друга на величину потенциала гравитационного поля Земли. Очевидна физическая природа вершинных и базисных поверхностей В.П.Философова и геоморфологических уровней К.К.Маркова.

Выделение в рельефе геоморфологических уровней является условностью, удобной абстракцией, может быть, способом изучения рельефа как результата взаимодействия экзогенных и эндогенных процессов. К.К.Марков (1948, с.128) видел в изучении поведения геоморфологических уровней земной поверхности "основной метод теоретической геоморфологии", а деформации рассматривал как "средство изучения амплитуды и знака колебательных движений" (там же, с.317). У В.Дэвиса подобным средством была модель географического цикла, у В.Пенка – морфологический анализ. Любые геоморфологические уровни взаимосвязаны в рельефе и функционируют как единое целое по общим физическим законам.

Геоморфологическими уровнями другого порядка являются поверхности выравнивания, ярусы, террасы, представляющие собой конечный результат давно прошедших процессов. В областях денудации широко применяется метод изучения их деформации и восстановление тех геоморфологических процессов, которые осуществляют обмен веществом и энергией между недрами и поверхностью Земли. Геоморфологические уровни флювиального рельефа, обстоятельно изученные Н.И.Маккавеевым (1981, 1982), позволили выяснить характер соотношения эндогенных и экзогенных сил и показать несостоятельность примата тектоники в развитии рельефа.

Взаимодействие и столкновение двух сил отражается и в зонах аккумуляции в отложениях как комплексах осадков и горных пород. Особенности строения геологических напластований связаны не только со способом образования, но и с геологическим процессом накопления и формирования отложений. Поэтому аналогия со слоем была приведена не случайно. Анализ показал, что идея геоморфологических уровней хотя и не была реализована К.К.Марковым, но в разной степени развивается многими исследователями.

Морфология вершинной поверхности использована Г.Ф.Уфимцевым (1984) при структурном анализе рельефа. В основу изучения геометрических свойств рельефа он включил анализ строения современной речной сети. По существу, автором выделены в рельефе два инвариантных элемента: водоразделы и днища долин, определено их плановое расположение. Геометрический анализ рельефа строится на их совместном изучении.

Изучение определенных уровней, полей, поверхностей имеет кроме геоморфологического и совершенно определенный методический смысл. Выделение вершинной и базисной поверхностей предусматривает изучение в рельефе непрерывной составляющей. Сразу необходимо заметить, что понятие непрерывного и дискретного выступают как определенные научные абстракции. "Условность такой делимости рельефа хотя и очевидна, но редко оговаривается и, тем более, принимается во внимание" (Флоренсов, 1978, с.69). Вообще противопоставление дискретного и непрерывного относительно по своей природе. При одном подходе, на одном уровне познания особо акцентрируется внимание на дискретном изучении. Так, при морфоструктурном анализе исследуется дискретная составляющая, т.е. рельеф делится на отдельные морфоструктуры, представляющие комплексные орографические образования (Герасимов, 1959). При геоморфологическом картировании из рельефа вычленяются отдельные формы как единые генетические или возрастные образования. Благодаря широкому развитию принципов геоморфологического картирования и основ морфоструктурного анализа дискретная составляющая изучена лучше, чем непрерывная. Но дискретное изучение во многих случаях требует дополнительного описания непрерывных моделей рельефа. Здесь все зависит от цели исследования. Для решения одних задач требуется дискретный подход, для других - непрерывный, для третьих - сочетание обоих подходов. Для понимания за-

кономерностей строения и развития рельефа как единого целого изучение одной дискретной составляющей недостаточно. И.Г.Черванев (1982, с.66) справедливо отмечает, что "в рамках дискретной модели остаются вне поля зрения особенности структуры рельефа, управляющие функционированием".

Начало изучению непрерывной модели рельефа положено П.К.Соболевским (1932), в геометрии недр – П.А.Рыковым (1952), в структурной морфометрии – В.П.Философовым (1960, 1975). С развитием этого подхода в геоморфологию пришли методы дифференциальной геометрии, топологии, которую в определенном смысле можно назвать "наукой о непрерывном" (Бирюков, 1974, с.97). В последнее время непрерывную модель изучают с помощью тренд-анализа (Берлянт, 1971; Порядин, 1974; Табацкий, 1977; Грицюк, 1977; Якименко, Порядин, 1978 и др.). Тренд-анализ применяется для описания связности разобщенных форм рельефа (непрерывности геоморфологического пространства), морфоструктурный анализ концентрирует внимание на разделении его на части (дискретности геоморфологического пространства). Безусловно, эти два свойства выступают в рельефе в единстве. Изучая непрерывную модель, методологически мы имеем право на выделение в нем любых полей и поверхностей, лишь бы они имели геоморфологический смысл.

Таким образом, на вопрос, почему для анализа взяты именно эти две поверхности, необходимо ответить следующим образом. Пространственные закономерности строения вершинной и базисной поверхностей позволят подойти к объемному представлению о рельефе. С этими двумя повсеместно распространенными уровнями и их положением в пространстве связана деятельность современных геологических процессов. Эти поверхности ограничивают снизу и сверху зону проявления процессов денудации, их соотношение друг с другом определяет направленное развитие рельефа. Они не только тесно связаны между собой, но и взаимодействуют с нижележащими поверхностями в земной коре, "как следствие литодинамического обмена между недрами и поверхностью планеты" (Флоренсов, 1978, с. 74). И наконец, предоставляется возможность и имеется метод изучения непрерывной модели рельефа.

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЛЕЙ ВЫСОТ

Детерминированные и вероятностные методы изучения полей высот

Использование математических методов в современной геоморфологии характеризуется применением как аналитического, так и вероятностного аппаратов решения задач. При этом существует две точки зрения на оценку роли вероятностных методов при описании геоморфологических явлений. Согласно первой точке зрения, вероятностный подход является вынужденным и временным в условиях недостаточной изученности природы связей геоморфологических переменных, но в принципе, при детальной изученности геоморфологических процессов, может быть заменен детерминистским подходом. С другой точки зрения геологические и геоморфологические процессы носят вероятностный характер, и вероятностно-статистические методы являются основными при их описании. В частности, возможности применения стохастических моделей в морфоструктурном анализе показаны В.С.Порядиным (Стохастические модели ...., 1985).

А.С.Девдариани полагает, что "степень неопределенности в предсказании геоморфологических явлений обусловлена числом участвующих факторов, силами связей между ними и глубиной познания связей. Полная неопределенность существует либо когда число факторов велико, а роль каждого из них примерно одинакова, либо когда мы еще ничего не знаем о природе связей... Но типичен для геоморфологии и другой случай, когда число участвующих факторов велико, но роль их неодинакова, а степень познания явления такова, что влияние основных, ведущих факторов допускает количественное выражение. При этом появляется возможность построить детерминированную математическую модель изучаемого явления, если исключить влияние второстепенных факторов и представить связи между ведущими факторами в функциональном виде" (Девдариани, 1966, с. 6). Для построения более точной, адекватной модели А.С.Девдариани предлагает учитывать второстепенные связи, отброшенные при построении детерминированной модели, с помощью вероятностных методов описания, полагая, что

такой путь совместного применения аналитических и вероятностных методов является наиболее перспективным.

Действительно, спустя десять лет, В.И.Аронов (1977, с. 4) для геолого-геофизического круга задач отмечает, что "все большее значение приобретают детерминированные методы решения, основанные на различных методах численного анализа". Среди таких задач он отмечает задачи интерполяции, фильтрацию случайной составляющей, тренд-анализ и другие, которые позволяют получать детерминированные решения на вероятностной основе.

Совместное применение детерминированных и вероятностных методов наиболее близко отвечает природе полей высот в связи с их пространственной неоднородностью, с одной стороны, и стохастическим характером проявления геоморфологических процессов, с другой. Кроме того, методика и техника измерения полей высот носит дискретный характер, в результате чего экспериментальные данные представляют собой совокупность случайных значений, анализ которых требует статистического подхода.

В тех случаях, когда могут быть проигнорированы ошибки измерения высот и влияние второстепенных факторов, имеющих стохастическую природу, анализ полей высот может быть осуществлен детерминированными методами, и тогда поле высот представляется как функция координат пространства

$$h = h(X,Y),$$

удовлетворяющая условиям конечности, однозначности, непрерывности и плавности, т.е. из рассмотрения исключаются линии переломов рельефа, отвесные и нависающие обрывы, вершины островерхих пиков, ниши, пещеры, карстовые колодцы и пр. (Девдариани, 1966). В результате поле высот представляется в виде топографической поверхности, графическим изображением которой являются, например, гипсометрические и батиметрические карты. К анализу такого поля возможно приложение всех математических операций от сложения и вычитания до дифференцирования и интегрирования (Философов, 1975).

Достоинством такой модели является наглядное представление того или иного поля высот. Кроме того, с таким детерминированным подходом к изучению полей высот связаны попытки аппроксимации их поверхностей различными функциональными зависимостями.

Так, в первом приближении рельеф любой части поверхности суши может быть описан уравнением Лапласа. Адекватность модели проверена Л.Л.Ягодиной и может быть продемонстрирована примером, в котором показан исходный рельеф для области Оденвальд (Бавария) и его электромодель (Сергеева, Девдариани, 1976, с. 61). Аппроксимируются и отдельные формы рельефа. Так, очертания друмлинов могут быть описаны уравнением трехосного эллипсоида.

Кроме попыток аппроксимировать рельеф любого произвольного участка суши или его отдельных форм, в геоморфологии очень широко используются возможности описания очертаний отдельных элементов рельефа как генетически однородных поверхностей: склонов, речных долин. Решение задач в одномерном пространстве в виде аппроксимации профилей относится еще к XIX веку, когда Штернбергом в 1875 году была предложена математическая модель профиля устойчивого равновесия реки (Шайдеггер, 1964). Ниже описан опыт аппроксимации продольного профиля реки экспоненциальной зависимостью.

Вероятностный подход к описанию поля высот использует модель случайной величины. Такую модель можно применить при сложном характере поля на достаточно больших площадях исследований или для небольших структурно однородных площадок, когда гарантируется представительность "выборки высот" и относительная независимость наблюдений в соседних точках поля.

Фактически, с представлением высот как случайных величин связаны самые первые количественные характеристики рельефа. В 1816 г. А.Гумбольтом определены средние высоты вершин и перевалов альпийских горных цепей. В ряде работ приведены измерения средних уклонов и средних площадей, клинометрические и гидродинамические кривые. Французский геоморфолог Л.Болиг, подводя итог применению количественных методов в геоморфологии, пишет о том, что "морфометрия может быть ощутимо полезной, когда ее прилагают к простым и хорошо изученным вопросам. Для морфометрического изучения следует выбирать небольшие участки, однородные в отношении структуры, современных процессов и стадии развития. Измерения, повторенные в достаточном числе, позволят обратиться к статистике, способной исключить ошибки наблюдений и выявить доминирующие факторы"(цитируется по книге Чичагова,Девдариани, 1963, с. 155).

Следует заметить, что в общем случае высоты рельефа характеризуют некоторый упорядоченный ряд точек пространства, в связи с чем результаты отдельных замеров, строго говоря, не являются независимыми. С другой стороны, если участок, выбранный для морфометрических исследований, структурно неоднороден и недостаточно велик по размеру, представительность статистических характеристик не может быть обеспечена. В том и другом случае оказываются необеспеченными доверительные интервалы оценок параметров распределения (средних значений, дисперсий и др.) и критериев для проверки статистических гипотез, что, естественно, ставит под сомнение достоверность статистических выводов, полученных с помощью рекомендуемых в математической статистике процедур. Тем не менее, рассчитанные оценки параметров распределения могут служить для описания особенностей рельефа, если они интерпретируются на уровне, например, физических, а не статистических характеристик (центров "тяжести", характеристик "физической неоднородности" и т.д.).

Опыт аппроксимации элементов рельефа функциональной зависимостью на примере продольного профиля реки

Опыт аппроксимации продольного профиля реки простой математической кривой показал наличие экспоненциальной зависимости высоты продольного профиля реки от расстояния (Иванов, 1951; Сетунская, 1959; Волков, 1964; Бутаков, 1970; Молчанов, 1967 и др.). Экспоненциальное уравнение применительно к линии продольного профиля реки имеет вид

$$h = h_0 e^{-bL},$$

где h – высота точки продольного профиля на расстоянии L от истока в метрах; e – основание натуральных логарифмов; b и h_0 – параметры, которые рассчитываются простым методом средних.

Считается, что таким простым математическим выражением может быть описан продольный профиль реки, находящийся от истоков до устья в стадии динамического равновесия. Проверка этих представлений осуществлялась для рек Западного Саяна и прилегающих впадин на продольных профилях бассейна верховьев Енисея. Для анализа брались реки простые, имеющие ложе с однородным литоло-

гическим строением и находящиеся от истока до устья в единых тектоно-геоморфологических условиях. Несмотря на большой диапазон изменения формы продольных профилей, их возможно разделить на три резко различные группы. Если разность высот между истоком и устьем отложить по оси ординат, а длину реки - по оси абсцисс и принять ее за 100 %, то к первой группе относятся реки с резко вогнутым продольным профилем, у которых крутая часть профиля занимает 20 % всей длины, а пологая - 80 %, средняя прямолинейная часть почти отсутствует. Таковы профили рек Нижний Нексикан и Иерогыл. По геоморфологическим данным долины обеих рек находятся в стадии накопления аллювия. Ко второй группе относятся реки, в профилях которых отсутствует нижняя пологая часть, крутая часть занимает 10-15 % длины реки, остальную длину занимает средняя прямолинейная часть (реки Аркагала, Бургаты, Чинга). По геоморфологическим данным, это реки с явной тенденцией к врезанию. Реки обеих групп являются неравновесными, только в первой группе поступление обломочного материала преобладает над выносом, а во второй - наоборот.

Промежуточное положение между ними занимают профили рек, по геоморфологическим признакам находящиеся в равновесных условиях (Хворостова, 1970). На продольных профилях хорошо выражена средняя прямолинейная и нижняя пологая части (реки Чай-Юрье, Мальдяк, Долгий, Аян-Юрях и др.), их форма более всего приближается к правильной кривой, которую можно аппроксимировать простой эмпирической формулой.

Уравнение экспоненты для р. Чай-Юрье имеет вид

$$h = 320{,}2\ e^{-0{,}076L},$$

для р. Долгий

$$h = 290{,}3\ e^{-0{,}081L}.$$

Из сравнения отметок реального продольного профиля и его математического аналога, рассчитанного по вышеприведенным формулам, можно заметить, что в средней прямолинейной и нижней пологой частях профилей разность $h-h_{выч.} = \Delta$ очень мала, в верхней же крутой части профиля эта разность достигает значительной величины. Следовательно, для аппроксимации продольного профиля равновесной реки экспонента дает лишь первое приближение, сложную же реку даже в первом приближении не удается

описать единой правильной кривой с достаточной степенью точности.

Анализ показал, что резко различные стадии развития долины находят свое отражение в форме продольного профиля. Поэтому, чем точнее удастся аппроксимировать равновесный профиль, тем увереннее можно будет судить не только о знаке, но и об амплитуде отклонения реального профиля от равновесного.

Экспоненциальное уравнение для профиля равновесия получено в конце прошлого века Штернбергом на основе предположения об истирании галек, пропорциональном их весу и пройденному пути, о зависимости размера галек от скорости течения потока и связи уклона реки и скорости течения (Девдариани, 1966). Безусловно, предложенная детерминированная модель профиля равновесной реки является довольно грубой и требует дополнения вероятностной моделью, в которой второстепенные факторы: расход воды, ширина русла, литологическая характеристика пород, характер склонов в долине и другие - могут быть учтены с помощью методов теории вероятностей.

Статистический анализ полей высот

При статистическом анализе высоты рельефа рассматриваются в качестве случайных величин. Измерение высот проводится обычно в точках регулярной (квадратной, прямоугольной или другой формы) сети, в точках профиля заданного направления или расположенного вдоль исследуемого линейного элемента рельефа. Данные таких замеров носят дискретный характер и представляют собой выборочную статистическую совокупность, характеризующую рельеф участка площади или профиля, охваченного сетью измерений.

Такая выборочная совокупность может быть изучена методами математической статистики, которые при корректном их применении (обеспечении представительности выборки и схемы случайных независимых испытаний) представляют исследователю возможность наилучшего использования выборочной информации для получения надежных выводов (с оценкой степени надежности) об изучаемом явлении или природной совокупности. При этом, если значения высот рельефа не связываются с местоположением их замеров, методами

математической статистики могут быть охарактеризованы статистические закономерности исследуемого поля высот - средняя высота, разброс отдельных значений высот вокруг среднего значения, симметричность или асимметричность распределения высот, принадлежность последнего к определенным типам теоретико-вероятностных распределений. При одновременном изучении нескольких параметров рельефа - высот вершинной и базисной поверхностей, разности высот, уклонов склонов, модулей градиента поверхности и др. - могут быть изучены статистические связи между ними, оценены значения зависимого параметра по значениям аргументов, проведено геоморфологическое районирование территории.

В тех случаях, когда статистические исследования рельефа проводятся с учетом местоположения замеров высот, могут быть выявлены пространственно-статистические закономерности полей высот. При этом высота рассматривается как случайная функция координат пространства, и на основе статистических методов получают карты рельефа различного уровня строения. Статистические методы изучения пространственных закономерностей полей высот рассмотрены в отдельном разделе настоящей главы.

При описании поля высот некоторой случайной величины H наиболее полная его характеристика может быть получена, если известен закон распределения H, который устанавливает соотношение между всеми возможными значениями случайной величины H и соответствующими им вероятностями. Закон распределения может быть описан функцией распределения F (H), которая выражает вероятность того, что значение случайной величины H окажется меньше некоторого заданного значения h

$$F(h) = P\ (H \leqslant h),$$

или плотностью распределения f (h), которая характеризует вероятность попадания значения случайной величины H в интервал (h , h + Δh):

$$f(h) = P\ (h < H < h + \Delta h).$$

Функция распределения F (H) является положительной, неубывающей и изменяется от 0 до I. Плотность распределения f (h) также является положительной и

$$\int_{-\infty}^{+\infty} f(h)\,dh = 1.$$

По выборочной совокупности высот может быть построено их выборочное (эмпирическое) распределение путем упорядочения и группировки значений высот по заданным интервалам. Выборочное распределение представляется обычно в виде графиков абсолютных или относительных частот – гистограмм. По оси абсцисс гистограмм откладываются середины интервалов высот, а по оси ординат – числа значений высот, попавших в соответствующие интервалы. Относительные частоты при этом выражаются в виде отношений

$$k_i = n_i / N,$$

где n_i – число значений высот в i-м интервале (абсолютная частота i-го интервала), N – общее число значений высот в выборке или в процентных содержаниях. Использование относительных частот позволяет сопоставлять гистограммы, построенные по выборкам различного объема N.

Вид гистограммы в значительной степени зависит от случайности выборки и от величины выбранного интервала группировки, тем не менее она визуально иллюстрирует наиболее характерные особенности плотности распределения f (h) высот исследуемого поля, в частности ее симметричность или асимметричность, тенденцию группирования значений высот вокруг среднего, унимодальность или многовершинность плотности высот и пр.

Значение высоты, которому соответствует максимальная частота выборочной гистограммы, называется модой выборки и служит оценкой моды (Мо) случайной величины H, описывающей исследуемое поле высот. Мода случайной величины характеризует ее наиболее вероятное значение (или значение с максимальной плотностью вероятности f (h)).

Значение высоты, для которого вероятность встречи в выборочной совокупности больших и меньших значений высот одинакова, называется медианой выборки и служит оценкой медианы (Мé) случайной величины H

$$P(H \leq Me) = P(H > Me),$$
$$P(H = Me) = 0{,}5.$$

По выборочной совокупности может быть рассчитано среднеарифметическое значение высот по формуле

$$\bar{h} = \sum_{i=1}^{m} h_i / N, \qquad (I)$$

где h_i – значения высот в выборке.

По сгруппированной выборке (гистограмме) среднее арифметическое значение высот вычисляется через середины интервалов группировки h_i и абсолютные частоты n_i:

$$\bar{h} = \sum_{i=1}^{m} h_i n_i \Big/ \sum_{i=1}^{m} n_i,$$

m – число интервалов группировки.

Среднее арифметическое значение $\bar{h}$ высот является несмещенной оценкой средней высоты рельефа M (H) при любом законе распределения высот. Средняя высота рельефа M (H) (математическое ожидание высот рельефа) при известной плотности распределения $f(h)$, как очевидно, равна:

$$M(H) = m_H = \int_{-\infty}^{+\infty} hf(h)dh.$$

Несмещенность средней арифметической оценки $\bar{h}$ означает, что при неограниченном увеличении плотности замеров на исследуемом участке (т.е. при $N \to \infty$) значение среднего арифметического высот выборочной совокупности всегда приближается к средней высоте M (H) рельефа участка. Однако при резко асимметричном распределении высот участка (например, высокая сопка на более или менее равнинной поверхности; в этом случае правая ветвь гистограммы будет очень длинной) среднее арифметическое высот $\bar{h}$ с увеличением объема выборки N будет приближаться к M (H) очень медленно, и тогда говорят, что средняя арифметическая оценка $\bar{h}$ не является максимально эффективной оценкой M (H). Для резко асимметричных распределений, при известной плотности высот $f(h)$, можно построить более эффективные оценки M (H), однако обычно $f(h)$ неизвестна и не удается удовлетворительно приблизить ее каким-либо известным теоретическим распределением.

Для симметричных распределений мода (Mo), медиана (Me) и математическое ожидание M (H) высот рельефа совпадают, а их выборочные оценки различаются лишь случайным образом (т.е. за счет случайности выборки). Для несимметричных распределений эти характеристики различаются между собой тем больше, чем больше асимметрия распределения.

По выборочной совокупности высот рельефа может быть рассчитана выборочная дисперсия

$$S^2 = \sum_{i=1}^{N} (h_i - \bar{h})^2 / N-1. \qquad (2)$$

Эта характеристика является несмещенной и эффективной оценкой дисперсии случайной величины H в условиях симметричного распределения. Дисперсия H при известной плотности f (h) определяется следующим образом:

$$D(H) = \int_{-\infty}^{+\infty} (h - m_H)^2 f(h) dh.$$

Д (H) служит характеристикой рассеяния случайной величины H вокруг ее математического ожидания M (H). В применении к исследованию высот дисперсия может характеризовать расчлененность рельефа при условии, если в пределах исследуемого поля отсутствует какая-либо явно выраженная тенденция изменения высот в связи, например, с наличием крупных единичных форм. В противном случае дисперсия будет включать в себя, кроме характеристики расчлененности, превышение высот крупной формы рельефа. Таким образом, при интерпретации дисперсии высот как характеристики расчлененности рельефа необходимо иметь четкое представление о том, расчлененность какой площади или какого структурного уровня рельефа может быть охарактеризована данной сетью измерений.

Производной от дисперсии характеристикой рассеяния является среднеквадратическое отклонение

$$\sigma_H = \sqrt{D(H)},$$

которое по выборочной совокупности оценивается параметром

$$s = \sqrt{\sum_{i=1}^{N} (h_i - \bar{h})^2 / N-1}.$$

Для положительных случайных величин (к которым можно отнести высоты рельефа) может быть также вычислен коэффициент вариации

$$V = \frac{s}{\bar{h}} \cdot 100\ \%,$$

который является относительной характеристикой рассеяния. Эта характеристика, по-видимому, может быть использована для классификации поверхностей рельефа по степени расчлененности.

Для характеристики степени асимметрии распределения случайной величины H относительно ее математического ожидания

M (H) служит коэффициент асимметрии A, который при известной плотности f (h) определяется следующим образом:

$$A = \int_{-\infty}^{+\infty} (h-m_H)^3 f(h)dh / \sigma_H^3.$$

Для симметричных распределений A = 0. Если распределение асимметрично, A отличается от 0 в положительную или отрицательную сторону тем сильнее, чем резче выражена асимметрия. При оценке по выборочным данным распределение считается асимметричным, если выборочный коэффициент асимметрии

$$A^* = \sum_{i=1}^{N} (h_i-\bar{h})^3/N \cdot s^3 \qquad (3)$$

превышает ошибку оценки A^* более чем в 3 раза:

$$\gamma_1 = \left| \frac{A^*}{S_{A^*}} \right| > 3, \quad s_{A^*} = \sqrt{\frac{6}{N}}.$$

При $A^* > 0$ распределение называется положительно асимметричным – в гистограмме преобладают значения высот ниже средней высоты поля, при $A^* < 0$ – отрицательно асимметричным, если в гистограмме преобладают высоты выше среднего значения (рис. I,2).

Для оценки эксцессивности (степени островершинности) кривой плотности распределения f (h) используется характеристика E,

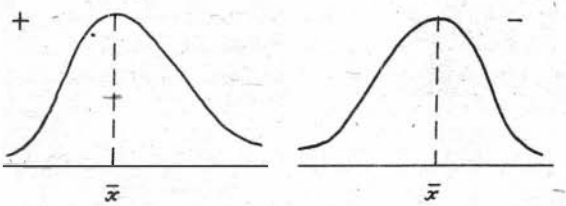


Рис. I. Правосторонняя и левосторонняя асимметрии

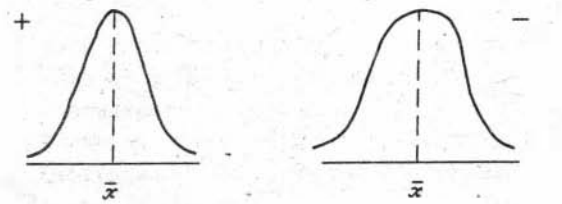


Рис. 2. Островершинное распределение с положительным эксцессом и плосковершинное – с отрицательным

$$E = \int_{-\infty}^{+\infty} (h-m_H)^4 f(h)dh/\sigma_H^4.$$

Эксцессивность распределения оценивается по отношению к так называемому нормальному распределению (см. ниже), для которого E = 3. Поэтому эксцессивность распределения по выборочным данным оценивается с помощью показателя E^*

$$E^* = \sum_{i=1}^{N} (h_i-\bar{h})^4/N\cdot s^4-3, \qquad (4)$$

который называется эксцессом. Выборочное распределение считается более островершинным, чем нормальное, если эксцесс $E^* > 0$ и превышает ошибку s_{E^*} более чем в 3 раза

$$\gamma_2 = \frac{E^*}{s_{E^*}} > 3, \qquad s_{E^*} = \sqrt{\frac{24}{N}}.$$

Если $E^* < 0$ и $|\gamma|_2 > 3$, выборочное распределение более пологое (плосковершинное), чем нормальное.

Среднее значение $\bar{h}$, дисперсия s^2, асимметрия A^* и эксцесс E^* являются основными статистическими параметрами, с помощью которых в первом приближении может быть охарактеризовано выборочное распределение высот. Более подробно его особенности могут быть описаны с помощью процедуры аппроксимации выборочного распределения каким-либо теоретико-вероятностным распределением. В отношении высот рельефа для этой цели могут быть использованы непрерывные законы распределений – нормальный, логарифмически нормальный, гамма – распределение и др.

Нормальный закон распределения характеризуется функцией плотности следующего вида:

$$f(h) = \frac{1}{\sigma_H\sqrt{2\pi}}\, e^{-\frac{(h-m_H)^2}{2\sigma_H^2}}$$

В качестве параметров нормального распределения выступают математическое ожидание случайной величины $m_H = M(H)$ и среднеквадратическое отклонение σ_H. Кривая плотности нормального распределения симметрична относительно M (H) и имеет колоколообразную форму; мода, медиана и математическое ожидание совпадают.

Нормальное распределение чрезвычайно распространено в природе и технике. Этому закону часто подчиняются распределения ошибок аналитических и технических измерений, определения плотности и пористости пород, иногда – мощности геологических тел и содержаний элементов в породах. Распространенность нормального распределения может быть объяснена с позиций так называемой центральной предельной теоремы теории вероятностей, согласно которой сумма достаточно большого числа независимых случайных величин, влияние каждой из которых на эту сумму является равномерно малым, в пределе имеет нормальное распределение. В качестве сумм большого числа случайных величин могут рассматриваться различные признаки природных систем, формирование которых происходит под действием большого числа независимых и малых по влиянию на общий результат факторов. По-видимому, во многих случаях эту модель возникновения нормального распределения можно применить к высотам рельефа.

Логарифмически нормальным (логнормальным) законом распределения называется распределение, при котором нормально распределены логарифмы значений случайной величины

$$f(\ln h) = \frac{1}{\sigma_{\ln H}\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\ln h - m_{\ln H})^2}{2\sigma^2_{\ln H}}}$$

При этом сама случайная величина H имеет следующую функцию распределения

$$f(h) = \frac{1}{h\,\sigma_{\ln H}\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\ln h - m_{\ln H})^2}{2\sigma^2_{\ln H}}}$$

Параметрами распределения являются математическое ожидание M (ln H) и дисперсия $\sigma^2_{\ln H}$ логарифмов значений случайной величины H. Логнормальное распределение характеризуется положительной асимметрией с соотношением центров распределения: Mo < Me < M (H).

При этом

$$Mo = e^{\ln H - \sigma^2_{\ln H}}, \quad Me = e^{\ln H}, \quad M(H) = e^{\ln H + \frac{1}{2}\sigma^2_{\ln H}}.$$

Логнормальным распределением часто характеризуются содержания редких элементов и минералов в рудах и горных породах, размеры частиц при дроблении, а также абсолютные отметки горного рельефа (Каждан и др., 1979).

Как указывалось выше, для нормального распределения коэффициенты асимметрии (А) и эксцесса (Е) равны нулю. Соответственно выборочные оценки этих характеристик могут быть использованы для проверки возможности аппроксимации выборочного (эмпирического) распределения нормальной моделью. При этом выборочное распределение высот может считаться приближенно нормальным, если одновременно

$$\gamma_1 = \left|\frac{A^*}{s_{A^*}}\right| \leq 3, \qquad \gamma_2 = \left|\frac{E^*}{s_{E^*}}\right| \leq 3 .$$

Аналогично, по логарифмам значений высот можно провести проверку согласия выборочного распределения с логнормальной моделью.

Более точно соответствие выборочного распределения с каким-либо теоретико-вероятностным распределением может быть установлено с помощью специальных критериев: Пирсона χ^2, Колмогорова – Смирнова λ и др. (Плохинский, 1970).

При решении геологических, и в частности геоморфологических, задач часто необходимо рассмотрение совместно нескольких случайных величин, например, поведения вершинной и базисной поверхностей рельефа. Такое рассмотрение можно осуществить с помощью двумерных статистических моделей, в которых случайная величина H представляется как случайный вектор с координатами X и Y

$$H = (X, Y),$$

а ее основной характеристикой является двумерная функция распределения $F(x,y) = P(X \leq x, Y \leq y)$, которая выражает вероятность того, что координаты X и Y случайного вектора H одновременно примут значения меньше соответственно некоторых заданных величин x и y.

Аналогично одномерной случайной величине, $F(x, y)$ для случайного вектора H является положительной и неубывающей функцией, изменяющейся в интервале от 0 до 1. Соответственно, плотность распределения $f(x, y)$ случайного вектора H

$$f(x,y) \geq 0, \qquad \iint_{(G)} f(x,y)dxdy=1.$$

Графиком плотности $f(x,y)$ является некоторая поверхность в трехмерном эвклидовом пространстве на области G совместных значений координат X и Y.

Каждая координата X и Y случайного вектора H может рассматриваться как одномерная случайная величина со своей собственной плотностью распределения:

$$f(x) = \int f(x,y)dy, \quad f(y) = \int f(x,y)dx,$$

причем задание $f(x,y)$ полностью определяет $f(x)$ и $f(y)$.

Обратная задача – восстановление двумерной плотности $f(x, y)$ по заданным $f(x)$ и $f(y)$ – может быть решена лишь при условии установления зависимости между случайными величинами X и Y. Эта зависимость описывается с помощью условных законов распределения $f(x \mid y)$ и $f(y \mid x)$, которые устанавливают распределение одной случайной величины при фиксированном значении другой.

Для независимых случайных величин $f(x,y) = f(x) \cdot f(y)$ и распределение одной случайной величины не зависит от того, какое значение примет другая случайная величина.

Для зависимых случайных величин условные законы распределения $f(x \mid y)$ и $f(y \mid x)$ характеризуются условными математическими ожиданиями, ($m_X(Y)$, $m_Y(X)$) и дисперсиями ($\sigma^2_X(Y)$, $\sigma^2_Y(X)$). Геометрическое место точек, соответствующих математическим ожиданиям $m_X(Y)$ при различных значениях Y, называется линией регрессии случайной величины X на Y; в противном случае математические ожидания $m_Y(X)$ при различных значениях X говорят о регрессии Y на X.

Безусловные законы распределения $f(x)$ и $f(y)$ случайных величин X и Y характеризуются соответственно безусловными математическими ожиданиями (m_X, m_Y) и дисперсиями (σ^2_X, σ^2_Y), которые определяют центры и рассеяние случайных величин X и Y.

Как указывалось, зависимости в системе двух случайных величин X и Y полностью описываются их условными законами распределения $f(x \mid y)$ и $f(y \mid x)$. При неизвестных условных законах зависимости между X и Y могут быть охарактеризованы следующими

показателями связи: ковариация (корреляционный момент), коэффициент корреляции и корреляционное отношение.

Ковариация, или корреляционный момент, представляет собой математическое ожидание произведения отклонений двух случайных величин от их математических ожиданий

$$R_{XY} = M(X-m_X)\cdot(Y-m_Y).$$

Коэффициент корреляции представляет собой ковариацию, нормированную средними квадратическими отклонениями σ_X и σ_Y

$$\rho = \frac{R_{XY}}{\sigma_X \cdot \sigma_Y} = M\left(\frac{X-m_X}{\sigma_X}\cdot\frac{Y-m_Y}{\sigma_Y}\right)$$

Коэффициент корреляции по абсолютному значению изменяется в пределах от –I до +I, причем $\rho = \pm 1$ соответствует функциональной связи случайных величин X и Y, а $\rho = 0$ – полному отсутствию линейной связи. В случае стохастического (вероятностного) характера связи, когда заданному значению случайной величины X соответствует не определенное значение Y, а некоторый набор ее значений (с соответствующей условной плотностью распределения), коэффициент корреляции принимает абсолютное значение в интервале от 0 до I, причем большему значению ρ соответствует более тесная зависимость между случайными величинами. Знак коэффициента ρ (+ или –) характеризует прямой или обратный характер связи.

Коэффициент корреляции оценивает связь между случайными величинами с точностью до линейного приближения и имеет широкое применение в практике статистических исследований. По выборочной совокупности высот оценка коэффициента корреляции ρ может быть рассчитана по формуле:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{N}(x_i-\bar{x})(y_i-\bar{y})}{(N-1)s_X \cdot s_Y}, \qquad (5)$$

где x_i, y_i – замеры двух случайных величин, произведенные в i-й точке поля высот, $\bar{x}$, $\bar{y}$ – средние арифметические значения случайных величин X и Y, s_X, s_Y – среднеквадратические отклонения случайных величин X и Y.

По специальным таблицам может быть оценен уровень значимости выборочного коэффициента корреляции r, по которому можно судить о достоверности выявленной связи (Плохинский, 1970).

При нелинейном характере связи между случайными величинами коэффициент корреляции ρ может оказаться равным 0. Нелинейные связи могут быть выявлены с помощью корреляционного отношения η. Корреляционным отношением называется отношение дисперсии (вернее, среднеквадратического отклонения) условных математических ожиданий $m_X(Y)$ (или $m_Y(X)$) к общей (безусловной) дисперсии σ_X (или соответственно σ_Y):

$$\eta_{XY} = \frac{\sigma^{m_X(Y)}}{\sigma_X} ; \eta_{YX} = \frac{\sigma^{m_Y(X)}}{\sigma_Y}$$

Исходя из этих формул, корреляционное отношение η_{XY} определяет ту долю рассеяния случайной величины X вокруг ее математического ожидания m_X, которая обуславливается изменением случайной величины Y. Значение η всегда положительно и изменяется от 0 до I. В общем случае $\eta_{XY} \neq \eta_{YX}$, но при линейности обоих уравнений регрессии (X по Y и Y по X) выполняется равенство

$$\eta_{XY} = \eta_{YX} = \rho .$$

Чем больше зависимость между X и Y отклоняется от линейной, тем больше разница между η и ρ. При $\eta_{XY} = \eta_{YX} = 0$ случайные величины X и Y, образующие двумерное распределение, независимы между собой.

Описанные методы статистического исследования поля высот нашли применение в настоящей работе при рассмотрении взаимоотношений двух основных элементов рельефа – вершинной и базисной поверхностей. Кроме того, приведен пример статистического описания рельефа речных бассейнов и частично осуществлена геоморфологическая интерпретация результатов.

Следует отметить, что при расширении признакового пространства геоморфологических систем, последние могут быть описаны многомерными статистическими моделями. В применении к полям высот исследование многомерных моделей может быть осуществлено методами корреляционного и дисперсионного анализов, множественной регрессии, автоматической классификации, которые позволят решать большой круг геоморфологических задач.

Статистическое изучение рельефа речных бассейнов

Рассматривая рельеф как случайное поле высот, его можно охарактеризовать с помощью статистических параметров и гистограмм. Покажем эту возможность на примере рельефа речных бассейнов Верхнеколымского нагорья. Из девяти исследованных речных бассейнов один – третьего порядка, один – пятого и семь – четвертого. Если в первом, третьем, четвертом, пятом и шестом бассейнах подавляющую площадь занимают абсолютные высоты до 1000 метров, то во втором, седьмом и девятом большую площадь занимает вторая высотная ступень. Третья высотная ступень с абсолютными высотами более 1300 метров составляет во всех бассейнах сравнительно небольшие площади (рис. 3).

Статистические способы описания рельефа речных бассейнов сводятся к следующему. В пределах каждого бассейна по сетке равномерно расположенных точек через 1 км определялась абсолютная высота современного рельефа. Таким образом, получено девять выборочных совокупностей, охарактеризованных одной переменной – Н. Для построения гистограмм осуществлена группировка абсолютных высот с интервалом 80 м. В качестве примера в табл. 1 приведены результаты группировки по данным девятого бассейна.

Гистограммы для девяти бассейнов (рис. 4) наглядно показывают характер варьирования относительных высот бассейнов по выбранным 80-метровым интервалам. При изменении ширины высотного интервала рисунок гистограмм будет изменяться – упрощаться с увеличением ширины и усложняться с уменьшением ее. Но основная особенность отчетливо прослеживается на всех приведенных гистограммах: накапливание частот в центральных классах и постепенное убывание их по мере удаления от средней точки гистограммы. Исключение составляет гистограмма для бассейна р. Улахан-Юрье.

С помощью статистических параметров можно охарактеризовать разделение высот в каждом бассейне. Морфометрические показатели вычислены по крупномасштабным картам, густота речной сети и средний уклон бассейна – вероятностным способом (табл. 2). Из показателей, характеризующих рельеф бассейна в целом, наиболее информативной является средняя относительная высота. С увеличением средней высоты весьма отчетливо увеличивается значение

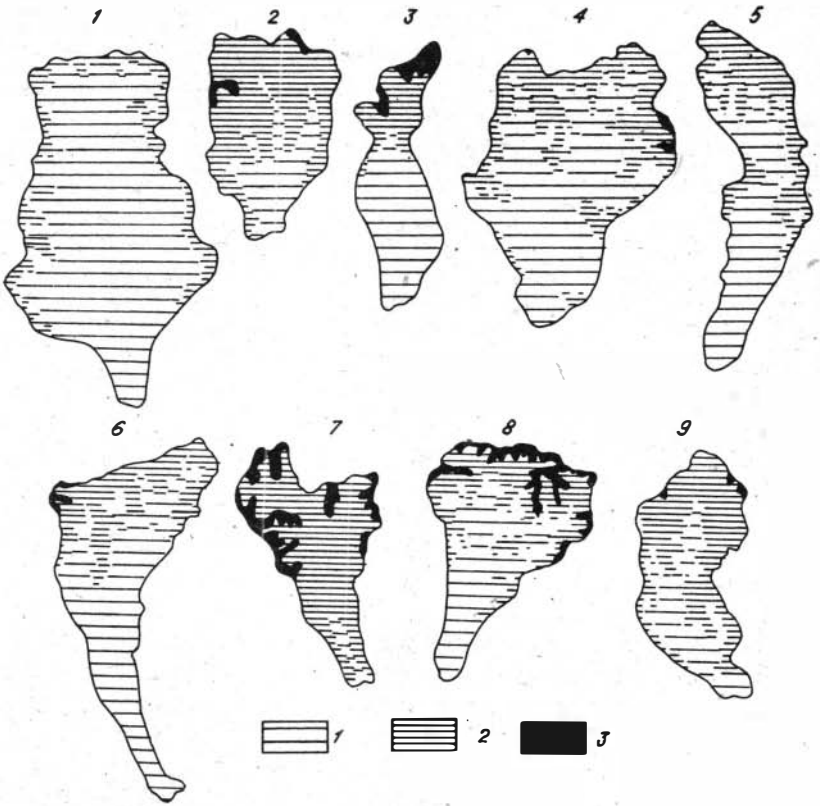


Рис. 3. Распределение абсолютных высот (М) рельефа речных бассейнов (м)
I - 600 - I000, 2 - I000 - I300, 3 - более I300

среднеквадратического отклонения (исключение составляет бассейн р. Улахан-Юрье). В структурно-геоморфологическом отношении наиболее информативными показателями можно считать среднеквадратическое отклонение и средний уклон бассейна. Они могут использоваться в качестве обобщенной характеристики расчлененности рельефа.

Гистограммы и статистические показатели асимметрии и эксцесса А и Е свидетельствуют о том, что современный рельеф речных бассейнов верховьев р. Колымы характеризуется мономодаль-

Таблица I

Группировка абсолютных и относительных высот рельефа бассейна р.Контрандья Верхнеколымского нагорья

Границы интервалов, высоты в м		Относительная частота к
абсолютные	относительные (от устья)	
840–920	0–80	I3
920–I000	80–I60	2I
I000–I080	I60–240	28
I080–II60	240–320	20
II60–I240	320–400	II
I240–I320	400–480	5
I320–I400	480–560	2
		$\sum$ I00

ным и близким к нормальному распределением высот. Значимая положительная асимметрия фиксируется лишь для бассейна р. Улахан-Юрье. Для некоторых бассейнов можно отметить существенную плосковершинность распределения.

Выясняя причины полученных функций распределения высот, можно согласиться с выводами исследователей (Порядин,I974,I982, Казанский, I974) о том, что распределение высот, близкое к нормальному, свидетельствует о динамическом равновесии эндогенных и экзогенных сил в образовании рельефа. Равновесие скоростей поднятия и врезания является характерной чертой среднегорного рельефа Верхнеколымского нагорья, образовавшегося в результате проявления умеренных неотектонических сводовых движений. Иной режим развития бассейна р. Улахан-Юрье связан с приуроченностью его к зоне ледникового рельефа, видимо, поэтому распределение высот в этом бассейне резко отличается от нормального.

Речные долины описанных бассейнов по геоморфологическим (Хворостова, I970) и морфологическим данным находятся в разных стадиях развития: динамического равновесия, врезания и накопления аллювия (Карташов, I972) – и содержат участки как равновес-

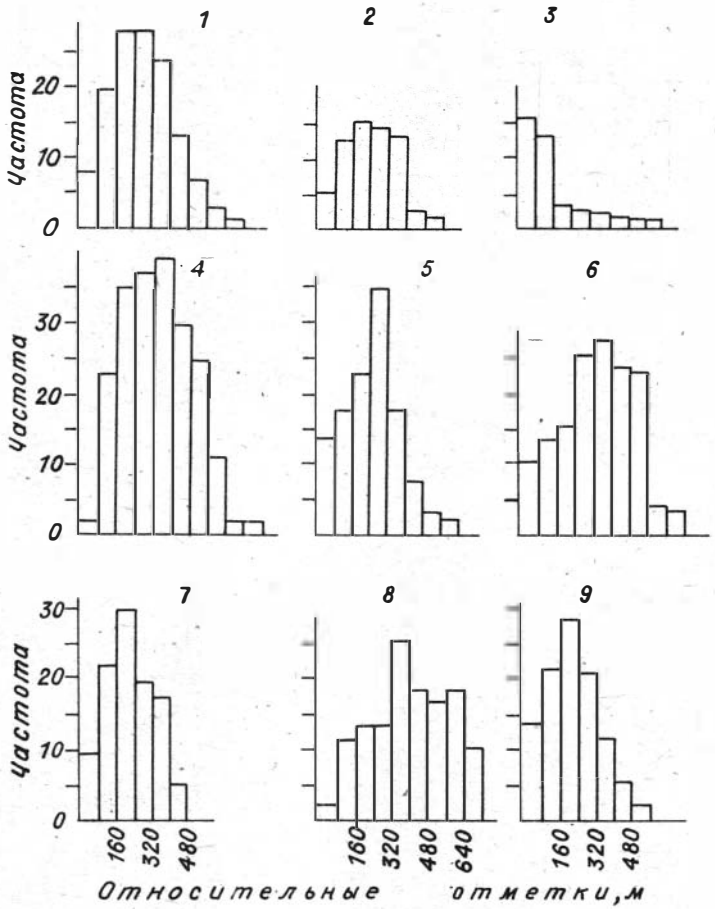


Рис. 4. Гистограммы распределения высот современного рельефа речных бассейнов верховьев Колымы
I – Нижний Нексикан, 2 – Сагыл, 3 – Улахан-Юрье, 4 – Истынах, 5 – Беликан, 6 – Несчастливый Морджот, 7 – Моряк, 8 – Бургали, 9 – Контрандья

ного, так и неравновесного рельефа. Выборочные распределения высот и статистические показатели не выявили этих различий в

Таблица 2

Показатели современного рельефа речных бассейнов

Бассейн	Статистические					Морфометрические				
	$\bar{h}$	s	V	E*	A*	порядок реки	площадь бассейна	амплитуда высот бассейна	средний уклон бассейна	густота речной сети
Нижний Нексикан	272	I36	50	-0,3	+0,4	4	273	6I6	I08	0,73
Сагыл	24I	II2	47	-0,3	+0,0I	4	I22	460	88	0,89
Улахан-Юрье	I40	I28	92	-I,8	+I,4	3	86	I065	53	0,86
Истыках	340	I44	42	-I,6	+0,4	4	2I0	690	I09	0,63
Белыкан	247	I20	49	-I,6	+0,3	4	I29	590	I00	0,86
Несчастливый Морджот	328	I52	47	-0,4	-0,2	5	I40	690	I07	0,94
Моряк	223	I08	49	-I,0	+0,2	4	I02	403	I35	I,05
Бургали	400	I69	42	-I,8	-0,I	4	I29	673	243	I,I2
Контрандья	2I4	II2	52	+0,2	+0,5	4	II3	500	I27	0,97

развитии рельефа бассейнов. Такой же вывод можно сделать при знакомстве с другим примером сравнительного рассмотрения двух участков рельефа площадью в I00 км^2, которые представляют собой совокупности нескольких речных бассейнов третьего и четвертого порядков. Первый участок рельефа расположен на междуречье Чай-Юрье-Аян-Юрях и характеризуется развитием, близким к равновесному. Об этом свидетельствуют приведенные в табл. 3 геоморфологические и морфометрические показатели. Рельеф второго участка, расположенного на междуречье Эелик-Хинике, имеет отчетливо противоположную тенденцию развития. Малая мощность аллювия в реках, отсутствие делювиально-солифлюкционных шлейфов, наличие только крутых склонов, отсутствие сохранившихся реликтов выровненных поверхностей и все другие показатели свидетельствуют о том, что речные долины находятся на стадии врезания. Статистические показатели не выявляют этих различий: оба участка характеризуются близкими значениями среднеквадратических отклонений, коэффициентов вариации, асимметрии и эксцесса относительных высот и симметричным обликом выборочных распределений.

Таким образом, выборочные распределения и рассчитанные статистические параметры показали, что современный рельеф Верхнеколымского нагорья характеризуется преимущественно нормальным

Таблица 3

Показатели современного рельефа двух различных стадий развития

Междуречья	Геоморфологические	Морфометрические					Статистические				
		глубина расчленения, м	густота расчленения м/км^2	площадь выровненных поверхностей, км^2	крутизна преобладающих склонов, градусы	уклон (м/км) и форма продольных профилей	взвешенная средняя	дисперсия	Коэффициент вариация	Коэффициент асимметрия	Коэффициент эксцесс
Чай-Юрье-Аян-Юрях	Делювиально солифлюкционные отложения присутствуют у подножия склонов. Продольные профили рек близки к равновесным. Мощность аллювия близка к нормальной. Речные долины в перстративной фазе развития	250-350	I,0-I,2	Третьего яруса 65, второго 406	Дефлюкционные и десерпционные от 20 до I2, делювиально-солифлюкционные от I2 до 4	5-I6, средняя прямолинейная и нижняя пологая части профиля одинаково хорошо выражены	247	I37	55	+0,2	+2,6
Зелик-Хиникэ	Меандры в реках отсутствуют. Делювиально-солифлюкционные шлейфы не развиваются. Продольные профили рек неравновесные. Аллювий малой мощности. Речные долины в инстративной фазе развития	300-530	I,8-2,0	Не сохранились	Дефлюкционные и десерпционные от 25 до 20	30-50, основную длину профиля составляет средняя прямолинейная часть, нижняя - пологая - отсутствует	207	II3	54	+0,I	+I,7

или близким к нему распределением. Это свидетельствует о едином тектоническом режиме этой крупной структурной орографической единицы, рельеф которой развивается при динамическом равновесии эндогенных и экзогенных сил. Состояние геоморфологического равновесия между выносом и поступлением рыхлого материала, вероятно, может быть статистически выявлено при изучении отдельных элементов рельефа: водоразделов, склонов и днищ долин. Морфометрические показатели элементов рельефа двух участков, находящихся в различных стадиях развития (см. табл. 3), отчетливо характеризуют равновесное и неравновесное развитие. Геоморфологические показатели также четко выявляют эту разницу в стадиях развития двух участков, но надо обратить внимание, что эти данные относятся именно к элементам рельефа, а не к рельефу в целом.

Следовательно, статистические закономерности, присущие Верхнеколымскому нагорью в целом, не распространяются на более низкий уровень отдельных элементов рельефа. Отсюда возникает проблема изучения статистических закономерностей разных иерархических уровней, и методы их поиска, описания обладают определенной спецификой.

Исследование пространственных закономерностей полей высот

Поле высот – одна из разновидностей геологических полей. При изучении их пространственных закономерностей наиболее информативными оказываются модели теории случайных функций, которые рассматривают пространственные геологические переменные как случайные поля. Использование прикладных методов теории случайных функций для описания пространственных геологических переменных излагается в работах А.Б.Вистелиуса, И.В.Раца, Ж.Матерона, А.Б.Каждана, А.Н.Марголина, М.Давида и многих других исследователей.

Случайным полем в к – мерном пространстве называется случайная функция $H(x) = H(X_1, X_2, \ldots, X_k)$, для которой аргументами являются координаты $X_1, X_2, \ldots, X_k$ точки x этого пространства. В геоморфологических задачах целесообразно рассматривать x как точку плоскости $x = (X_1, X_2)$ или профиля.

Рассмотрение поля высот как случайного отвечает нашим представлениям о стохастическом характере проявления геоморфологических процессов. С другой стороны, использование координат точки поля в качестве аргументов случайной функции H (x) дает возможность исследовать зависимость поля высот от координат пространства. В тех случаях, когда такая зависимость наблюдается, можно говорить о его пространственной неоднородности. Поля, для которых такой зависимости не наблюдается, для целей настоящей главы можно рассматривать как однородные. Такое (несколько расширенное) определение однородных и неоднородных полей применимо к широкому классу задач (Рац, 1968; Верховская, Сорокина, 1981).

При представлении поля высот как случайной функции H (x) координат пространства имеется в виду, что конкретное его состояние рассматривается как частная реализация этой случайной функции. Говоря иначе, предполагается, что возможны и другие реализации H (x), отличные от данной. В качестве частных реализаций случайной функции H (x) можно рассматривать, например, серию параллельных геоморфологических профилей при условии, что по линиям, перпендикулярным к профилям и проходящим через точки $x_1, \ldots, x_n$, по которым строится профиль, рельеф может считаться однородным (с постоянным математическим ожиданием и дисперсией). Тогда, если зафиксировать некоторое значение аргумента x_0, случайная функция H (x) превращается в случайную величину, которая называется сечением случайной функции.

Характеристиками случайной функции H (x) являются:

м а т е м а т и ч е с к о е о ж и д а н и е $m_H(x) = M\left[H(x)\right]$ - неслучайная функция, которая при каждом значении аргумента равна математическому ожиданию соответствующего сечения случайной функции H (x). По выборочным данным при наличии нескольких реализаций последней можно построить некоторую среднюю функцию, вокруг которой различным образом будут варьировать отдельные реализации;

д и с п е р с и я $Д_H(x) = Д\left[H(x)\right]$ - неслучайная функция, значение которой при фиксированном значении аргумента равно дисперсии соответствующего сечения. Дисперсия характеризует ширину зоны вокруг средней функции $M\left[H(x)\right]$, в пределах которой различным образом варьируют возможные реализации H(x);

к о р р е л я ц и о н н а я ф у н к ц и я $K(x_1, x_2)$, которая для каждой пары x_1, x_2 значений аргумента равна корреляционному моменту соответствующих сечений случайной функции H (x)

$$K(x_1,x_2) = M\left[H(x_1)-m(x_1)\right]\left[H(x_2)-m(x_2)\right].$$

Корреляционная (автокорреляционная) функция $K(x_1, x_2)$ характеризует степень зависимости между различными сечениями случайной функции H (x). В том случае, когда значения аргумента x_1 и x_2 совпадают $(x_1 = x_2)$, корреляционная функция обращается в дисперсию Д(x) соответствующего сечения. Поэтому необходимость в дисперсии как в отдельной характеристике случайной функции, вообще говоря, отпадает.

В практике чаще пользуются нормированными корреляционными функциями $k(x_1, x_2)$

$$k(x_1,x_2) = \frac{K(x_1,x_2)}{\sigma(x_1)\sigma(x_2)} \qquad (6)$$

В этом случае для автокорреляционных функций выполняются соотношения

$$k(x_1=x_2)=1,$$
$$-1 < k(x_1,x_2) < 1 \quad \text{при} \quad x_1 \neq x_2 .$$

Случайная функция H(x) называется стационарной, если ее вероятностные характеристики $m(x)$, Д(x), $K(x_1, x_2)$ не меняются при сдвиге в заданном направлении. Другими словами, стационарные функции характеризуются постоянным математическим ожиданием $m(x) = const$ во всей области определения G и корреляционной функцией, зависящей не от координат сечений x_1 и x_2, а от расстояния r между ними

$$K(x_1, x_2) = K(r).$$

Таким образом, корреляционная функция стационарной случайной функции зависит не от двух, а от одного аргумента. Дисперсия стационарной случайной функции равна

$$Д\left[H(x)\right] = K(0).$$

Если одна реализация стационарной случайной функции на достаточно большом интервале эквивалентна большому числу реализаций на ограниченном интервале, говорят, что случайная функция обла-

дает свойством эргодичности. В противном случае, если реализации случайной функции отличаются друг от друга по среднему значению и амплитуде колебаний, функция называется неэргодической. Ее характеристики могут быть получены только по множеству реализаций.

Корреляционная функция $k(r)$ стационарных случайных полей без гармонических составляющих имеет обычно экспоненциальный вид. Периодические колебания в случайном поле отражаются наличием в корреляционной функции $k(r)$ косинусоидальной составляющей с тем же периодом.

Свойствами стационарности и эргодичности обладают однородные и изотропные случайные поля, для которых эти свойства выдерживаются во всех направлениях.

Рельеф земной поверхности большей частью является нестационарным. В этом случае модели стационарных случайных функций при описании рельефа могут быть применены следующим образом:

1) из исходных значений поля $H(x)$ может быть вычтено математическое ожидание $m(x) = M\left[H(x)\right]$, являющееся функцией координат пространства, а для остаточного ("центрированного") поля сделано допущение, что оно обладает свойствами стационарности;

2) допущение стационарности может быть сделано в отношении не исходного поля, а так называемого поля приращений;

$$\Psi(s) = H(x) - H(x+s),$$

где s – расстояние между точками сети измерений;

3) при проявлении нестационарности исходного поля $H(x)$ в виде заметной периодической составляющей может быть использована модель условно стационарных случайных функций с применением обобщенных, условно стационарных характеристик, полученных путем осреднения по отдельным частным реализациям поля $H(x)$.

С помощью аппарата стационарных случайных функций могут быть исследованы основные особенности пространственной изменчивости высот рельефа и выявлено соотношение ее случайной и закономерной составляющих в зависимости от густоты сети измерений. Закономерная составляющая полей высот обычно связывается с особенностями генерирующего геоморфологического процесса. Случайная составляющая включает в себя неучтенные факторы рассматриваемого процесса и ошибки измерения. В зависимости от масштаба, задач исследований и методики измерений разделение изменчивости высот рельефа

на закономерную и случайную составляющие может быть осуществлено различными способами. При этом переход от более крупного к более мелкому масштабу исследований сопровождается уменьшением плотности сети измерений, и закономерная составляющая поля высот связывается со все более крупными формами земной поверхности. Случайная составляющая при этом поглощает те флуктуации поля высот, которые связаны с мелкими формами рельефа. При данной плотности измерений не могут быть выявлены формы рельефа, размер которых меньше шага сети исследования. Таким образом, различные масштабы исследований выявляют различные иерархические уровни строения рельефа.

Методами теории случайных функций возможно количественное описание обеих составляющих полей высот – закономерной и случайной – и выделение (фильтрация) их в чистом виде.

Представим наблюденные значения поля H (x) в точках x_i, i = I, 2,..., N как сумму двух компонент

$$H(x_i) = \varphi(x_i) + \xi(x_i),$$

где $\varphi(x)$ описывает закономерную составляющую поля, $\xi(x)$ – случайную составляющую.

Выделение закономерной составляющей $\varphi(x)$ обычно осуществляется как построение некоторой линейной функции L^* от измеренных значений поля H (x_i) в n точках:

$$L^*(x) = \sum_{i=1}^{n} H(x_i) \cdot g(x, x_i). \qquad (7)$$

Построение оценок типа L^* называется фильтрацией поля H (x) (Верховская, Сорокина, I98I). При этом оценки L^* (x) могут строиться по всем точкам поля (n = N) или по точкам в локальной окрестности точки x (окне). Функции $g(x, x_i)$ представляют собой систему весов (коэффициентов) для наблюденных значения поля $H(x_i)$, обеспечивающую уменьшение интенсивности высоких частот (другими словами, осуществляющую сглаживание поля).

Методами фильтрации пользуются и во всех тех случаях, когда необходимо разделить составляющие изменчивости, различающиеся по своим частотным характеристикам. Основными параметрами, управляющими способом разделения поля H(x) на частотные составляющие, являются система весов $g(x, x_i)$ и размер окна n. Обыч-

но функция веса $g(x, x_i)$ вводится как убывающая от расстояния $d(x, x_i)$ между точкой x, для которой производится вычисление $L^*(x)$, и точками x_i, попавшими в локальную окрестность x (т.е. в окно). Теоретический подход к вопросам выбора размеров окна и системы весов g_i в зависимости от характера сглаживаемого поля, исходной сети измерений и заданного эффекта фильтрации (т.е. степени приближения поля H(x) функций $L^*(x)$) не разработан. Параметры g_i и n определяются обычно чисто эмпирически по интуитивному оцениванию исследователем результатов приближения.

Простейший сглаживающий фильтр представляет собой скользящее среднеарифметическое окно при регулярной изометрической и равномерной сети измерений. При этом форма окна выбирается обычно квадратной с нечетным числом точек по стороне окна. Размер окна должен соответствовать радиусу тех элементов неоднородности (в частности структурных форм рельефа), которые необходимо выделить. Среднеарифметическое значений $H(x_i)$ поля в точках окна приписывается его центральной точке, после чего окно передвигается на заданный шаг в исследуемом ряду сети. Простейшие системы весов предусматривают ослабление влияния точек по периферии окна и усиление роли центральной точки.

А.М.Берлянт (1965) осуществил осреднение базисной поверхности третьего порядка с помощью сети равномерно расположенных точек, являющихся вершинами шестиугольников. Осредненное значение для любой центральной точки шестиугольника представляет собой среднее из высот шести вершин плюс высота самой точки. Метод очень чувствителен к расположению точек в скользящем окне, в частности к наличию их сгущений и разряжений. "Например, если все узлы, попавшие в окно, располагаются в одном или двух его квадрантах, то, независимо от выбора веса, вместо интерполяции исходной функции будет производиться ее экстраполяция. При резко неравномерном распределении узлов по квадрантам окна преобладающим может оказаться суммарный вес периферийных сгущений узлов, тогда как вес действительно информативных центральных точек будет сравнительно мал... Таким образом, необходимы анализ характера расположения узлов в окне и введение соответствующих "весов", зависящих, например, от количества точек в каждом квадранте" (Аронов, 1977, с. 30–31).

В настоящее время в различных действующих автоматизированных системах обработки и интерпретации геолого-геофизической информации на ЭВМ разработано большое число алгоритмов локальной аппроксимации, реализующих различные принципы выбора системы весов g_i и использующих фиксированный или "пульсирующий" (меняющийся в зависимости от плотности сети измерений) размер палетки (окна) различной формы. При этом особый интерес представляют вытянутые (прямоугольные или эллипсоидальные) палетки, которые могут быть ориентированы в заданном направлении при сглаживании анизотропных полей. Сглаживание анизотропных полей с четко выраженным простиранием структур изометричными палетками при недостаточно густой сети измерений, не сориентированной к тому же по главным направлениям анизотропии, дает обычно искаженные результаты.

В общем случае при использовании процедур сглаживания полей типа скользящего окна или локальной аппроксимации в отфильтрованной "случайной" компоненте, помимо ошибок измерений и высокочастотной составляющей закономерной изменчивости, остается неопределенная доля более низкочастотных закономерных изменений значений поля, коррелированных с координатами исследуемого пространства. Оптимальная фильтрация, т.е. фильтрация случайной составляющей, не содержащей коррелированной компоненты, строго говоря, должна сопровождаться анализом изотропности и однородности остаточного поля (Верховская, 1981). Изотропность и однородность случайного поля подразумевают постоянство математического ожидания. Дисперсия и скорости изменения его в пространстве, определяются автокорреляционными функциями. Аналитический вид этих функций остаточного поля после пространственной фильтрации должен определяться некоррелированностью значений разности

$$\xi(x_i) = H(x_i) - \varphi(x_i) .$$

В связи с этим, Л.А.Верховская в качестве критерия оптимальности качества фильтрации случайных полей предлагает сопоставление автокорреляционных функций $k(r)$ отфильтрованного поля с δ - функцией

$$\delta(r) = \begin{cases} 1 & \text{при } r=0, \\ 0 & \text{при } r>0, \end{cases}$$

т.е. проверку гипотезы о принадлежности остаточного поля к так называемому белому шуму. Критерий, проверяющий эту гипотезу, заключается в проверке значимости коэффициентов автокорреляции $k(r)$ при $r > 0$. Гипотеза о принадлежности остаточного поля к белому шуму принимается, если

$$|k(r)| < \varepsilon \qquad \text{при} \qquad r > 0,$$

где ε при достаточно больших объемах выборок N для расчета коэффициента автокорреляции может определяться выражением (Верховская, 1981)

$$\varepsilon = \frac{1{,}96}{\sqrt{N}}.$$

Другой подход к решению вопроса оптимальной фильтрации случайной компоненты состоит в минимизации разности $L^*(x_i) - H(x_i)$ в точках сети измерений. При этом могут быть использованы следующие меры сравнения этих функций (Аронов, 1977):

$$I = \sum_{i=1}^{n} \varepsilon_i \left[L^*(x_i) - H(x_i) \right]^2$$

или $\delta = \max \left| L^*(x_i) - H(x_i) \right|$ для всех $x_i, i=1,\ldots,n$.

В первом случае минимизируется сумма квадратов отклонений исходного поля от построенной поверхности $L^*(x)$ в точках сети измерений x_i, при этом достигается удовлетворительная аппроксимация в среднем всего поля, в то время как для отдельных точек отклонения могут быть значительными. Во втором случае осуществляется равномерное точечное приближение.

При минимизации суммы квадратов отклонений весовые коэффициенты ε_i уже не выбираются произвольно, а рассчитываются методом наименьших квадратов для каждого положения окна при условии известной автокорреляционной функции исходного поля. При таком подходе к определению весов ε_i при построении оценок $L^*(x)$ отфильтрованная случайная составляющая, помимо ошибок измерений, содержит лишь влияние микронеоднородностей (микроструктур), размер которых меньше, чем расстояния между точками сети измерения. Однако анализ эмпирических кривых автокорреляционных моментов для целей выбора теоретической модели автокорреляционной функции в геологии осуществляется очень приближенно, что фактически сводит на нет эффективность метода.

Таким образом, методы оптимальной фильтрации используют аппарат теории стационарных случайных функций. Неоптимальная фильтрация (с произвольным выбором весов g_i) в предположениях о стационарности исходного поля не нуждается, хотя практически также может обеспечивать хорошие результаты. Однако в этом случае исследователь априори должен быть убежден в неоднородности исходного поля, т.е. наличии закономерных изменений признака (в частности высот) по площади или различия частотных характеристик закономерной и случайной составляющих случайного поля должны быть очевидны, хотя формально их разделение может быть проведено неограниченным количеством вариантов (Аронов, 1977). Для поля высот эти условия обычно выполняются.

Помимо линейного фильтра $L^*(x)$, в практических приложениях широко используются методы исследования неоднородного поля, основанные на возможности аппроксимации значений признака некоторой аналитической функцией от значений координат

$$H(x) = F(X, Y) + \xi(x). \qquad (8)$$

При этом $F(X, Y)$ обычно приближается полиномом $Q_m(X, Y)$ заданной степени m : $F(X, Y) \approx Q_m(X, Y)$, и задача сводится к модели многомерного (двумерного) регрессионного анализа, в которой коэффициенты полинома $Q_m(X, Y)$ находятся методом наименьших квадратов

$$\sum_{i=1}^{N} \left[H(x_i) - Q_m(X_i, Y_i) \right]^2 = \min.$$

Этот метод получил в геологии название тренд-анализа. Как и линейная фильтрация, он служит целям выделения закономерной составляющей изменчивости поля – тренда. Основной вопрос при построении поверхности тренда связан с выбором величины m. Обычно степень полинома определяется сложностью аппроксимируемого поля или задачей, поставленной перед исследователем. Например, иногда даже при сложном строении поля возникает необходимость выделить линейный фон. В этом случае $Q_m(X, Y)$ задается как линейный алгебраический полином. При необходимости анализа более сложных закономерностей поведения признака на площади используются полиномы второго, третьего и более высоких порядков. Однако даже при использовании довольно вы-

соких степеней полиномов анализ тренда выявляет наиболее общую, грубую тенденцию в изменении признака по площади, и в связи с этим применяется обычно для выделения региональной составляющей. Отклонения от поверхности тренда $F(X, Y) = Q_m(X, Y)$ значений исходного поля $H(x)$ связаны обычно не только с ошибками измерений и высокочастотной составляющей поля, но и с проявлениями процессов локального масштаба. Такие "локальные поля" обычно не выявляются трендом даже при высокой степени полинома $Q_m(X, Y)$. Более того, высокие степени полинома (например, при $m > 6$) часто искажают характер закономерной составляющей исследуемого поля, обнаруживая, например, резко экстремальные значения поверхности тренда между точками сети измерений. Выделение "локальных полей" эффективнее осуществлять не высокими степенями полиномов, а построением "вторичного тренда" по остаточному полю, полученному как результат вычитания поверхности "первичного тренда" из исходного поля $H(x)$.

Метод тренд-анализа, так же как и неоптимальная фильтрация, фактически не дает однозначных решений. Исследователь обычно отрисовывает поверхности тренда различных порядков и выбирает нужный вариант путем их глазомерной оценки на основе той или иной гипотезы относительно поведения закономерной составляющей изменчивости исходного поля. При обработке полей высот выбор степени полинома может быть осуществлен при глазомерной оценке карты рельефа исследуемой площади или из каких-либо физико-геологических соображений о поведении признака.

В некоторых случаях выбор степени полинома осуществляется по минимальному значению дисперсии отклонений исходного поля от построенной поверхности тренда. Однако во многих задачах построения тренда это обстоятельство не может быть решающим. На величину дисперсии "остатков" могут влиять отдельные случайные резко выделяющиеся значения поля. Если они не обнаруживают связи с координатами площади и не создают локальных максимумов, нет необходимости добиваться в этих точках "удовлетворительного" приближения поверхности тренда. В других случаях исследователь намеренно занижает степень полинома для выявления наиболее общей тенденции поля, не сообразуясь с величиной дисперсии "остатков".

В этом же плане следует интерпретировать понятие "силы" тренда (Крамбейн, Грейбилл, 1969), выражаемой в виде доли дис-

персии поверхности тренда относительно общей изменчивости исходного поля. Малое значение "силы" тренда чаще всего характеризует не качество построенной поверхности, а особенности исходного поля в смысле наличия высоких случайных флуктуаций (т.е. весьма большой доли случайной составляющей) в сочетании с природным трендом низкого порядка (например, линейным) или отсутствием его (однородное поле). Полиномиальный тренд, при котором оценка коэффициентов полинома осуществляется методом наименьших квадратов, оказывается очень чувствительным к неравномерности расположения точек исходного поля, а также к отдельным "выбросам" значений исходного поля, если общее число наблюдений невелико (Аронов, 1977).

В настоящее время в практику исследования геологических полей все шире входят неполиномиальные модели тренда, когда в качестве аппроксимирующей функции $F(X, Y)$ используются многочлены, представляющие собой, например, ряды Фурье (Аронов, 1977), или состоящие из полиномиальных термов различных порядков. Так, О. Хайкинен для построения поверхности тренда современного рельефа Южной Финляндии использовал термы (члены) линейной и квадратичной функции в одном уравнении (Heikkinen, 1975).

Методика обработки полей высот вершинной и базисной поверхностей Сибири и Дальнего Востока

Для получения полей высот вершинной и базисной поверхностей со среднемасштабной топографической карты по прямоугольной сети 20 х 30 км были сняты максимальные (вершинные) и минимальные (базисные) отметки современного рельефа в 15 000 точек. Эти данные были обработаны на ЭВМ по программе построения полиномиального тренда в ИВЦ ПГО "Красноярскгеология" в 1978–1980 гг. Использовалась программа "Тренд", разработанная математической партией комплексной тематической экспедиции Дальневосточного геологического управления по алгоритму, составленному О.Б. Солдатовым. Задача построения тренда решалась Н.С. Маковской, В.С. Порядиным, В.И. Саяпиным.

Программа "Тренд" предназначена для построения поверхности тренда как полиномиальной функции от двух координат плос-

кости по исходным значениям или натуральным логарифмам исследуемого признака. Для аппроксимации наблюденных значений признака поочередно апробируются полиномы от 0 до 8 степени. Коэффициенты полиномов отыскиваются методом наименьших квадратов. В программе может быть осуществлен автоматический выбор степени полинома для аппроксимации наблюденного поля, при этом в качестве решения принимается простейшая поверхность среди заданного класса функций, отклонения от которой исходных значений удовлетворяют требованию взаимной независимости.

В выражении (8) обозначим $z_i = H(x_i)$ – наблюденное значение поля, $z_i^1 = \xi(x_i)$ – случайная составляющая z_i. Получим

$$z_i = F(X_i, Y_i) + z_i^1 . \qquad (9)$$

В качестве класса сравниваемых функций рассматривается совокупность всех полиномов вида

$$F(X,Y) = \varphi(1, X, Y, X^2, XY, Y^2, X^3, X^2Y, \ldots, Y^3, \ldots, X^m, X^{m-1}Y, \ldots, XY^{m-1}, Y^m).$$

Конкретный вид полинома степени m $(0 \leq m \leq 8)$ определяется минимизацией величины

$$\sum_{i=1}^{N} (z_i^1)^2,$$

$$z_i^1 = z_i - F(X_i, Y_i),$$

определяемой по всем точкам исходного поля. При этом решается система нормальных линейных уравнений, для решения используется метод главных элементов. Полученный таким образом полином подставляется в (9), и для всех точек поля вычисляются значения z_i^1 отклонений от поверхности тренда. Факт независимости z_i^1 устанавливается путем вычисления коэффициента автокорреляции $k(z_i^1, z_j^1)$ для $r_{ij} = \min$, где

$$r_{ij}^2 = (X_i - X_j)^2 + (Y_i - Y_j)^2 .$$

Значимость коэффициента автокорреляции определяется с помощью z – функции Фишера (Плохинский, 1970) при двух уровнях доверительной вероятности – 95 и 99 %.

На каждом шаге решения анализируется дисперсия z_i относительно $F(X, Y)$

$$D = \sum_{i=1}^{N} (z_i^1)^2/N-l ,$$

где l – число связей, равное числу неопределенных коэффициентов, входящих в $F(X, Y)$.

В качестве первого полинома испытывается полином нулевой степени

$$F(X, Y) = const.$$

После достижения независимости z_i^1 или максимальной предусмотренной степени полинома конкретный вид уравнения тренда определяется степенью полинома, для которого Д= min.

В программе имеется ограничение на число точек исходного поля, которое не должно превышать 1023. Последнее обстоятельство потребовало разбиения всей исследуемой территории на большое число участков со значительным перекрытием по площади (около 50 %) для того, чтобы смежные поверхности удовлетворительно стыковались между собой. В результате по каждой из исследуемых поверхностей (вершинной и базисной) решено 55 задач на анализ тренда.

Наименьшие отклонения наблюденного поля высот от поверхности тренда (т.е. минимальная дисперсия z_i^1) наблюдались обычно для полиномов четвертого порядка. Однако для некоторых участков с небольшим интервалом изменения высот уравнение четвертого порядка давало сильно искаженную картину поверхности. Цельную, хорошо стыкованную на смежных участках поверхность удалось получить лишь для 3-й степени полинома. В некоторых случаях удовлетворительная стыковка смежных поверхностей достигалась только после исключения отдельных резко выделяющихся по значению высот точек, в других случаях – при перемещении границ смежных участков.

Карты, отрисованы по уравнению тренда 3-й степени с помощью устройства построчной печати. Программа предусматривает печать на АЦПУ штрихового рисунка карты, что, с одной стороны, ограничивает в некоторой степени детальность изображения, с другой – облегчает стыковку смежных карт. В программе имеется ограничение на число градаций значений теоретической функции, что для наших данных обусловило сечение изолиний, равное 250 м. В связи с этим поверхность Западно-Сибирской низменности, ин-

тервал изменения высот для которой не превышает 200 м, оказалась в основной своей части нерасчлененной. И только на картах, построенных методом скользящего среднего в связи с уменьшением сечения изолиний до 50 м, тренд вершинной и базисной поверхностей отчетливо проявлен.

Сглаживание методом скользящего среднего проводилось по палетке, представляющей сеть равномерно расположенных шестиугольников с перекрытием в половину площади. Отметка центра шестиугольника является средним арифметическим отметок его вершин. Сглаживание по прямоугольной сетке размером 20 х 35 км позволило выделить пространственные закономерности высокого иерархического уровня. Все расчеты были проведены без применения сложной вычислительной техники, с помощью электрической счетной машины. Устойчивость полученных поверхностей проверялась расчетом нескольких вариантов с уменьшением и увеличением числа точек для отдельных участков площади. Положение экстремумов рельефа практически совпадало на всех построенных вариантах.

Прежде чем перейти к тренд-анализу, попытаемся показать взаимодействие вершинной и базисной поверхностей на основе стохастических моделей рельефа в различных зонах морфогенеза.

СТОХАСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА ВЕРШИННОЙ И БАЗИСНОЙ ПОВЕРХНОСТЕЙ

Рельеф как система базисной и вершинной поверхностей

Выделенные в системе "рельеф" два элемента базисная (Б) и вершинная (В) поверхности – вместе с вертикальными поверхностями границ участка задают тело, в которое вписан рельеф. Модуль разности их высот определил размах (или мощность) рельефа, который в определенной мере может служить его энергетической характеристикой и показателем расчлененности (рис. 5).

Сущность базисной и вершинной поверхностей наиболее полно проявляется, если рассматривать рельеф (Р) в качестве системы автоматического регулирования земной поверхности (САР "Рельеф"), включающей (рис. 6). Кроме этого, глобальный базис эрозии (Г) – уровень некоего идеального тела, форму которого стремится принять планета Земля под действием сил гравитации. На практике в качестве глобального базиса эрозии принимается уровень мирового океана. Этот элемент выполняет в системе функцию задающего элемента, оказывающего задающее воздействие (ЗВ) на автоматический регулятор – денудационно-аккумулятивный механизм (ДАМ) планеты. Последний оказывает регулирующее воздействие (РВ) на рельеф. Таким образом, экзогенные воздействия (денудационные и аккумулятивные процессы) являются регулирующими, в то время как все остальные, и в первую очередь тектонические движения, – возмущающими (ВВ). Целью регулирования является приведение земной поверхности в такое состояние, при котором потенциальная энергия находящихся на ней материальных тел, отсчитываемая от уровня глобального базиса эрозии, была бы минимальной, т.е. приближалась бы к равнине, располагающейся на уровне моря. В соответствии с этим законом формируется и подается на автоматический регулятор задающее воздействие. Тектонические движения и прочие возмущающие воздействия, поднимая или опуская земную поверхность и создавая на ней неровности, отклоняют рельеф от равновесного состояния. Сигнал отклонения от объекта регулирования по линии обратной связи поступает, как и задающее воздействие, в автоматический регулятор, здесь оба этих сигнала сравниваются,

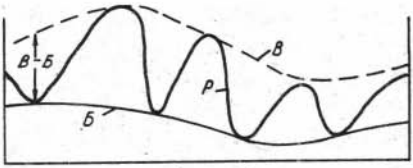


Рис. 5. Пример выделения базисной (Б) и вершинной (В) поверхностей рельефа на геоморфологическом профиле. В – Б – размах (мощность) рельефа (Р)

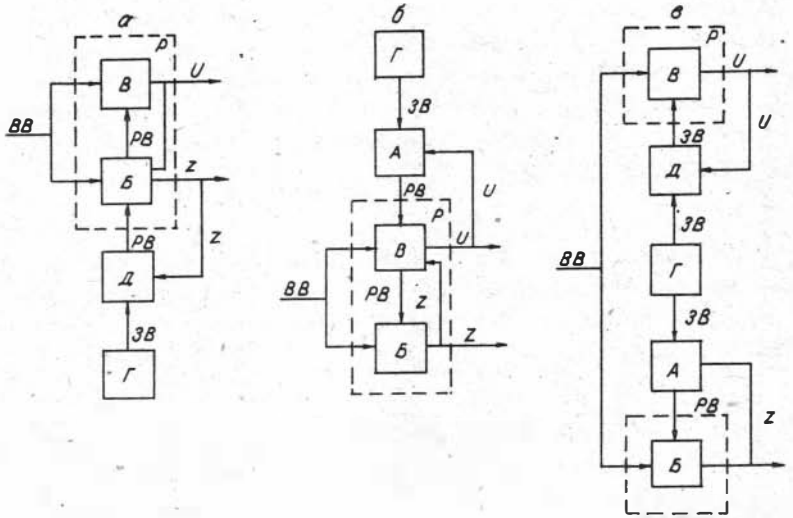


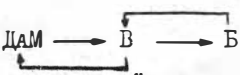
Рис. 6. Упрощенные функциональные блок-схемы САР "Рельеф" в зонах: а – денудации, б – аккумуляции, в – денудационно-аккумулятивной.

Г – глобальный базис эрозии, Б – базисная поверхность, В – вершинная поверхность, Р – рельеф, Д – денудация, А – аккумуляция, ЗВ – задающее воздействие, РВ – регулирующее воздействия, ВВ – возмущающие воздействия, z , U – параметры базисной и вершинной поверхностей

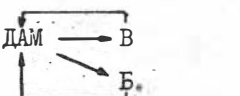
и в зависимости от их соотношения формируется регулирующее экзогенное воздействие, стремящееся погасить эффект возмущаемых воздействий и вернуть рельеф в равновесное состояние. САР "Рельеф", таким образом, действует по принципу отклонения с использованием отрицательной обратной связи.

Базисная и вершинная поверхности, в зависимости от того, в какой зоне морфогенеза происходит рельефообразование, выполняют различную роль. В зоне денудации (рельеф суши) базисная поверхность, располагаясь пространственно ближе к глобальному базису эрозии, обнаруживает с ним более тесную связь и выполняет для рельефа в целом роль регулирующего органа. Именно ее выходной сигнал z подается по линии обратной связи на автоматический регулятор, и именно в соответствии с состоянием базисной поверхности формируется регулирующее воздействие на рельеф. Вершинная поверхность, не имеющая прямой связи с глобальным базисом, ведет себя в этом случае более автономно и изменяется в основном лишь под влиянием базисной. Схема регулирования в зоне денудации имеет вид

В зоне аккумуляции (рельеф морского дна) базисная и вершинная поверхности меняются ролями, здесь в качестве регулирующего фактора выступает вершинная поверхность и схема регулирования приобретает вид



В денудационно-аккумулятивной зоне морфогенеза (островное море) обе поверхности, располагаясь по разные стороны от глобального базиса, развиваются практически независимо друг от друга, являясь регулирующими органами рельефа



Таким образом, СА "Рельеф" обладает свойствами самонастраивающейся (адаптивной) системы, способной при изменении условий рельефообразования перестраивать свою структуру и изменять режим функционирования. Происходит это за счет изменения функций при переводе рельефа из одной зоны морфогенеза в другую таких его важнейших элементов, как базисная и вершинная поверхности.

Статистические модели рельефа

В соответствии с положениями предыдущей главы высоты базисной и вершинной поверхностей можно трактовать как случайные ве-

личины z и u, а в качестве модели рельефа принять систему случайных величин (z, u) с плотностью распределения $f(z,u)$, условными плотностями распределения $f(z|u)$, $f(u|z)$ и числовыми характеристиками m_z, m_u, D_z, D_u, R_{zu}, r_{zu}, η_{zu}, η_{uz}.

Эти характеристики образуют модель рельефа как системы базисной и вершинной поверхностей, которая позволяет с помощью методов математической статистики решать целый ряд геоморфологических задач: геоморфологическое районирование, классификация базисных и вершинных поверхностей по характеру распределения их высот и числовым характеристикам, проверка правдоподобия тех или иных гипотез (например, о соответствии эмпирического распределения какому-либо теоретическому, о равенстве или различии тех или иных характеристик поверхностей, о согласованности их распределения и т.п.). Решение этих задач дает возможность оценить состояние, в котором находится изучаемый рельеф и, следовательно, сделать выводы о соотношении в нем экзогенных и эндогенных составляющих.

Еще более существенную информацию дает анализ корреляционных связей в системе "базисная – вершинная поверхности". На рис. 7 приведена классификация рельефа в зависимости от значений и соотношения корреляционного отношения η_{zu} и коэффициента корреляции r_{zu} между базисной и вершинной поверхностями. При $\eta_{zu} = 0$ связь между базисной и вершинной поверхностями отсутствует: одна или обе из них либо представляют собой идеальные равнины (в частном случае совпадающие друг с другом), либо изменяются беспорядочно, без какой-либо взаимосвязи. Подобный рельеф можно назвать вырожденным в отличие от нормального, для которого

$$\eta_{zu} \neq 0$$

При $\eta_{zu} = 1$ имеет место детерминистическая зависимость вершинной поверхности от базисной, при $\eta_{zu} < 1$ – стохастическая. Рельеф первого класса характеризуется таким соотношением поверхностей, при котором базисной поверхности соответствует одно строго определенное значение высоты вершинной. Очевидно, столь идеальное соотношение в природе практически отсутствует и представляет лишь теоретический интерес. Речь, таким образом, может идти в основном о стохастических связях, при которых определенному значению величины z соответствует не одно, а группа

Классификационные единицы рельефа				Схематические геоморфологические профили
Категория	Класс	Тип	Вид	
Нормальный рельеф $\eta_{zu} \neq 0$	Рельеф с детерминистической зависимостью базисной и вершинной поверхностей $\eta_{zu} = 1$	Линейной $\eta_{zu} = \lvert r_{zu} \rvert$	Прямой $r_{zu} = 1$	
			Обратной $r_{zu} = -1$	
		Нелинейной $\eta_{zu} > \lvert r_{zu} \rvert$	Прямой $r_{zu} > 0$	
			Обратной $r_{zu} < 0$	
			Сложной $r_{zu} = 0$	
	Рельеф со стохастической зависимостью базисной и вершинной поверхностей $0 < \eta_{zu} < 1$	Линейной $\eta_{zu} = \lvert r_{zu} \rvert$	Прямой $r_{zu} > 0$	
			Обратной $r_{zu} < 0$	
		Нелинейной $\eta_{zu} > \lvert r_{zu} \rvert$	Прямой $r_{zu} > 0$	
			Обратной $r_{zu} < 0$	
			Сложной $r_{zu} = 0$	
Вырожденный рельеф $\eta_{zu} = 0$	С нерасчлененными поверхностями Z и U $\sigma_z = \sigma_u = 0$	Равнина		H, Z, U
		С несовпадающими поверхностями Z и U $m_z < m_u$		
	С одной нерасчлененной поверхностью $(\sigma_z \vee \sigma_u) = 0$	Базисной $\sigma_z = 0$		
		Вершинной $\sigma_u = 0$		
	Абсолютно стохастический рельеф $(\sigma_z \wedge \sigma_u) \neq 0$			

(или интервал) значений величины U, расп[illegible] с условной плотностью $f(u \mid z)$.

По соотношению абсолютных значений корреляционного отношения и коэффициента корреляции можно выделить рельеф с линейной ($\eta_{ZU} = |r_{ZU}|$) и нелинейной ($\eta_{ZU} > |r_{ZU}|$) связью базисной и вершинной поверхностей. Линейная связь между поверхностями довольно легко идентифицируется визуально на картах или профилях, чего не скажешь о нелинейной связи, которая может принимать весьма сложную форму.

В зависимости от того, какое значение принимает коэффициент корреляции, линейная связь между поверхностями Z и U может быть прямой и обратной, а нелинейная – прямой, обратной и сложной. При прямой связи ($r_{ZU} > 0$) положительным формам базисной соответствуют положительные формы вершинной поверхности, а отрицательным – отрицательные. При обратной связи ($r_{ZU} < 0$) соотношение форм обратное. Сложная связь ($r_{ZU} = 0$) характеризует неоднозначное соотношение форм базисной и вершинной поверхностей: например, при параболической зависимости $U = f(Z^2)$ положительные формы вершинной поверхности будут располагаться как над положительными, так и над отрицательными формами базисной поверхности, а отрицательные формы первой – над склонами второй.

Следует заметить, что наличие отображения базисной поверхности в вершинной ($\eta_{ZU} \neq 0$) вовсе не обязательно влечет за собой обратное отображение, поскольку η_{UZ} может оказаться при этом равным нулю. Взаимное отображение базисной и вершинной поверхностей имеет место лишь при условии

$$\eta_{ZU} \neq 0, \quad \eta_{UZ} \neq 0. \qquad (10)$$

В частности, это условие всегда выполняется при $r_{ZU} \neq 0$, поскольку $\eta_{ZU}, \eta_{UZ} \geqslant |r_{ZU}|$. Однако оно может выполняться и при нулевом значении коэффициента корреляции.

Если выполняется условие (10), причем $\eta_{UZ} = \eta_{ZU}$, можно говорить о равносильном взаимном отображении базисной и вершин-

---

Рис. 7. Классификация рельефа H по характеру корреляционной связи между высотами базисной Z и вершинной U поверхностей

ной поверхностей. Неравенство $\eta_{ZU} > \eta_{ZU}$ свидетельствует о более сильной зависимости базисной поверхности от вершинной, а неравенство $\eta_{ZU} < \eta_{ZU}$ – об обратном.

Если установлено, что связь между вершинной и базисной поверхностями приближается к линейной, то всегда можно получить выражающие эту зависимость линейные уравнения регрессии. Для вершинной поверхности, например, уравнение регрессии (линейная регрессионная модель) будет иметь вид

$$u = r_{ZU} \cdot \sigma_U (z - m_Z) / \sigma_Z + m_U.$$

В случае нелинейной зависимости дело обстоит сложнее, поскольку корреляционное отношение не дает представления о форме связи между коррелированными случайными величинами. Задача нахождения формы нелинейной связи (нелинейной регрессионной модели) Z и U решается методами математической статистики.

Заметим, что корреляционные и регрессионные модели рельефа как системы базисной и вершинной поверхностей можно расширить за счет включения в нее любого количества элементов (например, геологической структуры, геофизических полей), характеризуемых как случайными, так и неслучайными величинами. Тогда получается n – мерная (где n – количество элементов) система случайных величин, характеризуемая n – мерным вектором математических ожиданий и корреляционными матрицами $\{R_{ij}\}$, $\{r_{ij}\}$, $\{\eta_{ij}\}$, $(i,j = I, 2, \ldots, n)$.

Очень часто в геоморфологических исследованиях бывает важным анализ разности вершинной и базисной поверхностей, размаха рельефа $W = U - Z$. Естественно, что эту разность можно рассматривать так же, как случайную величину с плотностью распределения

$$f(w) = \int_{\alpha}^{\beta} f\left[z,(z-w)\right] dz = \int_{\gamma}^{\delta} f\left[(u+w), u\right] du$$

и числовыми характеристиками

$$m_W = m_U - m_Z, \qquad D_W = D_U + D_Z - 2R_{ZU}.$$

Ее связь с базисной и вершинной поверхностями описывается характеристиками:

$$R_{WZ} = R_{ZU} - D_Z,$$

$$R_{WU} = D_U - R_{ZU},$$
$$r_{WZ} = (r_{ZU}\,\sigma_U - \sigma_Z) / \sigma_W,$$
$$r_{WU} = (\sigma_U - r_{ZU}\,\sigma_Z) / \sigma_W.$$

Заметим, что если базисная и вершинная поверхности связаны линейной детерминистической зависимостью, то размах рельефа с каждой из них также ее обнаруживает. При этом, если $r_{ZU} = I$, то при более высокой расчлененности вершинной поверхности оба коэффициента r_{WZ} и r_{WU} равны I, а при большей расчлененности базисной поверхности они равны -I. При отрицательной линейной связи в системе (Z , U) связь размаха рельефа W с вершинной поверхностью только положительная, а с базисной – только отрицательная (при $r_{ZU} = -I$, $r_{WU} = I$, $r_{WZ} = -I$).

Интересно, что при отсутствии линейной связи между базисной и вершинной поверхностями их разность, тем не менее, может быть с одной или каждой из них связана линейной (в том числе и детерминистической) зависимостью, определяемой по формулам:

$$r_{WU} = \sigma_U / \sqrt{D_U + D_Z}, \quad r_{WZ} = \sigma_Z / \sqrt{D_U + D_Z}.$$

В частности, $r_{WU} = I$, $r_{WZ} = 0$ для рельефа с нерасчлененной базисной поверхностью; $r_{WU} = 0$, $r_{WZ} = -I$ для рельефа с нерасчлененной вершинной поверхностью. При одинаковой расчлененности базисной и вершинной поверхностей $r_{WU} = I/\sqrt{2}$, $r_{WZ} = -I/\sqrt{2}$.

Так как в природе вершинная поверхность обычно более расчленена, чем базисная, и при этом между ними наблюдается положительная связь, то чаще всего следует ожидать положительных значений как r_{WZ}, так и r_{WU}.

Рельеф как система случайных функций пространственной координаты

Одной из важных задач геоморфологии является исследование пространственной изменчивости рельефа в каком-либо направлении. Основные принципы ее решения изложены в предыдущей главе, поэтому здесь мы остановимся лишь на некоторых частных аспектах, связанных с рассмотрением рельефа в качестве системы базисной и вершинной поверхностей.

Применение аппарата теории случайных функций в этом случае позволяет исследовать в заданном направлении изменение средних высот, расчлененности и "похожести" каждой из поверхностей в отдельности, выявить анизотропию и оценить степень их стационарности. Особенно важную роль в этой модели играют нормированные корреляционные (автокорреляционные) функции $k_Z(x, x^1)$ и $k_U(x, x^1)$ (здесь x – пространственная координата направления, в котором исследуется рельеф). В этом случае, когда изменчивость рельефа исследуется в сравнении с начальным, нулевым сечением, x^1 полагается равным нулю, и функции двух аргументов $k_Z(x, x^1)$ и $k_U(x, x^1)$ превращаются в функции одного аргумента $k_Z(x)$, $k_U(x)$, характеризующие степень похожести между начальным и всеми последующими сечениями поверхностей.

На рис. 8 приведены некоторые возможные случаи поведения функции $k_Z(x)$ на интервале (0, а), где а – расстояние от нулевого до последнего сечения случайной функции $Z(x)$. Случай, когда нормированная корреляционная функция остается постоянной и равной единице (график а) свидетельствует о сохранении в исследуемом направлении всех форм базисной поверхности нулевого сечения. Если при этом $D_Z(x) = \text{const}$ и $m_Z(x) = \text{const}$, базисная поверхность в данном направлении остается совершенно неизмененной. Монотонное убывание функции $k_Z(x)$ (график б) говорит об исчезновении в базисной поверхности по мере возрастания x части форм нулевого сечения и о появлении новых форм. При $k_Z(x) = 0$ поверхность полностью утрачивает черты, присущие начальному сечению, а при $k_Z(x) < 0$ в ней преобладают формы, противоположные по знаку формам начального сечения. При $k_Z(x) = -1$ поверхность являет собой полную противоположность начальному сечению.

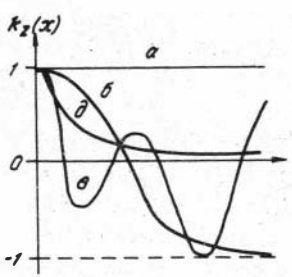


Рис. 8. Варианты изменения нормированной корреляционной функции $k_Z(x)$ (пояснения в тексте)

Гармонический характер изменения функции $k_Z(x)$ свидетельствует (график в) о чередовании в поверхности участков различной степени "похожести" на поверхность нулевого сечения.

Аналогичные характеристики будет иметь вершинная поверхность. Системными характеристиками рельефа в этой модели будут кросс-корреляционная (взаимная корреляционная) функция $R_{ZU}(x)$, равная корреляционному моменту между базисной и вершинной поверхностями в сечении x, и нормированная кросс-корреляционная функция $r_{ZU}(x)$, характеризующая тесноту линейной связи между базисной и вершинной поверхностями в том же сечении. Иначе, функция $r_{ZU}(x)$ описывает изменение коэффициента корреляции между базисной и вершинной поверхностями в направлении x.

Нетрудно убедиться, что размах рельефа также может рассматриваться в качестве случайной функции $W(x)$, характеристики которой выражаются через характеристики базисной и вершинной поверхностей:

$$m_W(x) = m_U(x) - m_Z(x),$$

$$D_W(x) = D_U(x) + D_Z(x) - 2R_{ZU}(x),$$

$$K_W(x) = K_U(x) + K_U(x) - R_{Z_o}(x) - R_{ZU_o}(x),$$

$$k_W(x) = K_W(x) / \sigma_{W_o} \sigma_W(x).$$

Динамические модели рельефа. Кинематика процесса рельефообразования

Перейдем к рассмотрению динамических моделей рельефа как системы базисной и вершинной поверхностей. Изменение высот этих поверхностей можно охарактеризовать случайными функциями времени $Z(t)$ и $U(t)$, где в качестве аргумента выступает геологическое время. По аналогии со случайными функциями пространственных координат характеристиками этих функций будут математические ожидания $m_Z(t)$ и $m_U(t)$, дисперсии $D_Z(t)$ и $D_U(t)$ (или средние квадратические отклонения $\sigma_Z(t)$, $\sigma_U(t)$, корреляционные $K_Z(t)$, $K_U(t)$ и нормированные корреляционные $k_Z(t)$, $k_U(t)$ функции. Системными харак-

теристиками процесса являются кросс-корреляционная $R_{ZU}(t)$ и нормированная кросс-корреляционная $r_{ZU}(t)$ функции. Математические ожидания характеризуют изменения во времени средних высот, дисперсии и средние квадратические отклонения – расчлененности базисной и вершинной поверхностей, корреляционные функции – связь между начальными (на момент $t = 0$) и последующими состояниями каждой из поверхностей, т.е. своего рода "унаследованность" в их развитии, а кросс-корреляционные функции – изменение во времени связи между базисной и вершинной поверхностями. Аналогичными характеристиками можно описать изменение во времени размаха рельефа W, причем все характеристики функции $W(t)$ могут быть получены из характеристик функций $Z(t)$ и $U(t)$.

Динамика процесса рельефообразования

Вид функций $Z(t)$, $U(t)$ и $W(t)$ определяется динамикой процесса рельефообразования, т.е. взаимодействием рельефа и рельефообразующих сил. Определить его можно, используя аппарат обыкновенных стохастических дифференциальных уравнений (Порядин, 1982).

Можно считать, что скорость изменения высоты как базисной $\dot{Z}$ (или dZ/dt), так и вершинной $\dot{U}$ поверхностей в каждый момент времени равна сумме скоростей тектонических движений $V(t)$ (эта скорость описывается одной функцией для обеих поверхностей) и экзогенных воздействий на базисную V_{EZ} и вершинную V_{EU} поверхности, т.е. имеем систему

$$\begin{cases} \dot{Z} = V(t) + V_{EZ}, \\ \dot{U} = V(t) + V_{EU}, \\ U \geqslant Z. \end{cases} \qquad (II)$$

Многочисленными наблюдениями установлено, что скорость экзогенных воздействий (денудации и аккумуляции) на какую-либо поверхность рельефа в среднем прямо пропорциональна высоте этой поверхности относительно ближайшего базиса эрозии (аккумуляции) и стремится приблизить существующую поверхность к этому базисному уровню. Поэтому в зоне денудации ($0 \leqslant Z \leqslant U$), где для ба-

зисной поверхности базисом эрозии является уровень моря, а для вершинной – базисная поверхность рельефа – Z, можно записать

$$\begin{cases} V_{EZ} = -AZ, \\ V_{EU} = -A(U-Z). \end{cases} \qquad (12)$$

Здесь A – некоторый коэффициент пропорциональности (для простоты мы сочтем его одинаковым для обеих поверхностей) так называемый коэффициент экзогенных воздействий (КЭВ). Принимается, что $A > 0$, а знак в правой части уравнений системы (12) означает, что скорость экзогенных воздействий направлена в сторону, противоположную отклонению высоты поверхности от равновесного уровня. Коэффициент A будем рассматривать в качестве независимой от времени случайной величины с математическим ожиданием m_A и дисперсией D_A.

В зоне аккумуляции ($Z \leq U \leq 0$), где вершинная поверхность стремится к глобальному базису эрозии, а базисная – к вершинной, скорости экзогенных воздействий на эти поверхности имеют иную зависимость

$$\begin{cases} V_{EZ} = -A(Z-U), \\ V_{EU} = -AU, \end{cases}$$

В денудационно-аккумулятивной зоне ($Z < 0$, $U > 0$) скорости экзогенных воздействий на обе поверхности зависят лишь от их высот относительно уровня моря

$$\begin{cases} V_{EZ} = -AZ, \\ V_{EU} = -AU. \end{cases}$$

Скорость тектонических движений $V(t)$ будем рассматривать в качестве случайной функции времени с характеристиками $m_V(t)$, $D_V(t)$, $K_V(t)$.

Подставив в (II) выведенные для V_{EZ} и V_{EU} соотношения, получим для динамики процесса рельефообразования систему дифференциальных уравнений:

$$\dot{Z} = \begin{cases} -AZ + V(t), & U \geq 0, \\ -A(Z-U) + V(t), & U < 0, \end{cases} \qquad (13)$$

$$\dot{U} = \begin{cases} -A(U-Z) + V(t), & Z > 0, \\ -AU + V(t), & Z \leq 0. \end{cases} \qquad (13)$$

Естественно, что в ходе процесса рельефообразования возможен переход рельефа из одной зоны морфогенеза в другую. В этом случае при переходе одной из поверхностей через глобальный базис эрозии ход процесса резко меняется, описывающие его функции испытывают разрывы. Процесс рельефообразования является, таким образом, дискретно-непрерывным.

Решение системы (I3), т.е. функции, описывающей изменение базисной и вершинной поверхностей во времени, зависит от вида функции $V(t)$ и начальных условий. Мы остановимся лишь на самых простых случаях – рельефообразовании в условиях тектонического покоя ($V(t) = 0$) и при равномерных ($V(t) = V = const$) тектонических движениях.

Экзогенное рельефообразование

В условиях тектонического покоя ($m_V = D_V = 0$) решение системы (I3) примет вид:

в зоне денудации

$$Z = Z_o e^{-At},$$
$$U = (AZ_o t + U_o)e^{-At};$$

в денудационно-аккумулятивной зоне

$$Z = Z_o e^{-At},$$
$$U = U_o e^{-At};$$

в зоне аккумуляции

$$Z = (AU_o t + Z_o)e^{-At},$$
$$U = U_o e^{-At}.$$

Здесь Z_o и U_o – высоты базисной и вершинной поверхностей на начало ($t = 0$) процесса с характеристиками m_{Z_o}, m_{U_o}, D_{Z_o}, D_{U_o}.

Характеристики этих функций можно получить лишь приближенно методом линеаризации. В зоне денудации они имеют следующий вид:

$$m_Z(t) = m_{Zo}\, e^{-m_A t},$$

$$m_U(t) = (m_A m_{Zo} t + m_{Uo})\, e^{-m_A t}$$

$$D_Z(t) = (D_{Zo} + D_A m_{Zo}^2\, t^2 - 2\, R_{ZoA} m_{Zo} t)\, e^{-2\, m_A t},$$

$$D_U(t) = \left[D_A t^2\, (m_{Zo} - m_A m_{Zo} t - m_{Uo})^2 + D_{Zo} m_A^2\, t^2 + D_{Uo} + \right.$$

$$+ 2\, R_{ZoA} m_A t^2\, (m_{Zo} - m_A m_{Zo} t - m_{Uo}) + 2\, R_{UoA} t\, (m_{Zo} - m_A m_{Zo} t -$$

$$\left. - m_{Uo}) + 2\, R_{ZoUo} m_A t\right]\, e^{-2 m_A t},$$

$$K_Z(t) = (D_{Zo} - R_{ZoA} m_{Zo} t)\, e^{-m_A t},$$

$$K_U(t) = (D_{Uo} + R_{ZoUo} m_A t - R_{UoA} m_{Uo} t)\, e^{-m_A t}$$

$$k_Z(t) = \frac{\sigma_{Zo} - r_{ZoA}\, \sigma_A m_{Zo}}{\sqrt{D_Z(t)\, e^{2 m_A t}}},$$

$$k_U(t) = \frac{\sigma_{Uo} + r_{ZoUo}\, \sigma_{Zo} m_A t + r_{UoA}\, \sigma_A m_{Uo} t}{\sqrt{D_U(t)\, e^{2\, m_A t}}},$$

$$R_{UZ}(t) = \left[D_A m_{Zo} t^2 (m_A m_{Zo} t + m_{Uo} - m_{Zo}) + D_{Zo} m_A t - \right.$$

$$- R_{ZoA} (2 m_A m_{Zo} t - m_{Zo} + m_{Uo}) + R_{ZoUo} -$$

$$\left. - R_{UoA} m_{Zo} t\right]\, e^{-2 m_A t},$$

$$r_{UZ}(t) \frac{R_{UZ}(t)}{\sqrt{D_Z(t) D_U(t)}}.$$

В этих функциях, помимо уже известных, используются обозначения: R_{Z_oA} , R_{U_oA} , $R_{Z_oU_o}$ – корреляционные моменты r_{Z_oA} , r_{U_oA} , $r_{Z_oU_o}$ – коэффициенты корреляции между парами случайных величин Z_o и A, U_o и A, Z_o и U_o .

В денудационно-аккумулятивной зоне характеристики изменения базисной поверхности остаются теми же самыми, а остальные примут вид

$$m_U(t) = m_{U_o} e^{-m_A t},$$

$$D_U(t) = (D_{U_o} + D_A m_{U_o}^2 t^2 - 2 R_{U_oA} m_{U_o} t) e^{-2m_A t},$$

$$K_U(t) = (D_{U_o} - R_{U_oA} m_{U_o} t) e^{-m_A t},$$

$$k_U(t) = \frac{\sigma_{U_o} - r_{U_oA} \sigma_A m_{U_o} t}{\sqrt{D_U(t) e^{2m_A t}}},$$

$$R_{UZ}(t) = (D_A m_{Z_o} m_{U_o} t^2 + R_{Z_oU_o} - R_{Z_oA} m_{U_o} t -$$

$$- R_{U_oA} m_{Z_o} t) e^{-2m_A t}.$$

В зоне аккумуляции характеристики вершинной поверхности аналогичны таковым в денудационно-аккумулятивной зоне, а остальные запишутся в виде

$$m_Z(t) = (m_A m_{U_o} t + m_{Z_o}) e^{-m_A t},$$

$$D_Z(t) = \Big[D_A t^2 (m_{U_o} - m_A m_{U_o} t - m_{Z_o})^2 + D_{U_o} m_A^2 t^2 + D_{Z_o} +$$

$$+ 2R_{U_oA} m_A t^2 (m_{U_o} - m_A m_{U_o} t - m_{Z_o}) + 2R_{Z_oA} t (m_{U_o} -$$

$$- m_A m_{U_o} t - m_{Z_o}) + 2R_{Z_oU_o} m_A t \Big] e^{-2m_A t},$$

$$K_Z(t) = (D_{Z_o} + R_{Z_oU_o} m_A t - R_{Z_oA} m_{Z_o} t) e^{-m_A t},$$

$$k_Z(t) = \frac{\sigma_{Z_o} + r_{Z_oU_o} \sigma_{U_o} m_A t + r_{Z_oA} \sigma_A m_{Z_o} t}{\sqrt{D_Z(t) e^{2m_A t}}},$$

$$R_{UZ}(t) = \left[D_A m_{Uo} t^2 \left(m_A m_{Uo} t + m_{Zo} - m_{Uo} \right) + D_{Uo} m_A t - \right.$$

$$\left. - R_{UoA}(2 m_A m_{Uo} t - m_{Uo} + m_{Zo}) + R_{ZoUo} - R_{ZoA} m_{Uo} t \right] e^{-2m_A t}$$

Дадим самую общую характеристику приведенной модели.

I. При достаточно длительном сохранении режима тектонического покоя рельеф независимо от своего начального состояния стремится к предельной равнине на уровне глобального базиса эрозии, т.е. к слиянию на этом уровне базисной и вершинной поверхностей.

2. Средние высоты базисной и вершинной поверхностей в денудационной зоне морфогенеза только убывают, а в аккумулятивной – только возрастают, стремясь в пределе к нулю (рис. 9).

3. Расчлененность базисной $D_Z(t)$ и вершинной $D_U(t)$ поверхностей в зависимости от их начальных состояний и связей в системе величин (Z_o, U_o, Λ) может иметь до трех экстремумов, стремясь тем не менее в пределе к нулю. На рис. IO приведены варианты изменения функций $D_Z(t)$ и $D_U(t)$ в денудационной зоне морфогенеза при различных соотношениях начальных расчле-

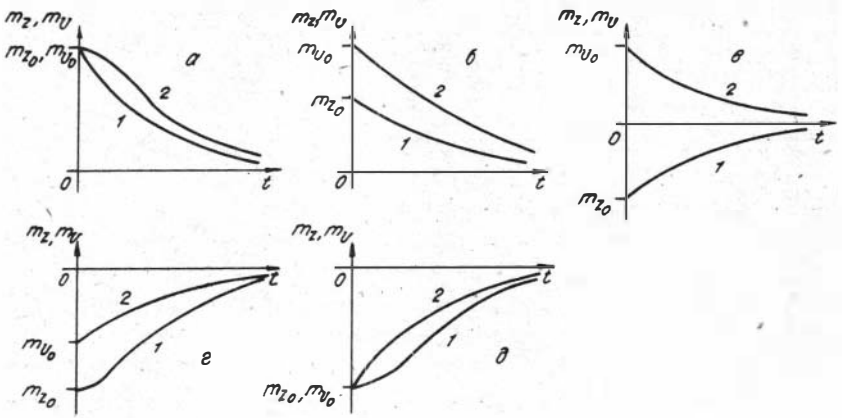


Рис. 9. Графики изменения средних высот базисной (I) и вершинной (2) поверхностей при экзогенном рельефообразовании в зонах: а, б – денудации, в – денудационно-аккумулятивной, г, д – аккумуляции

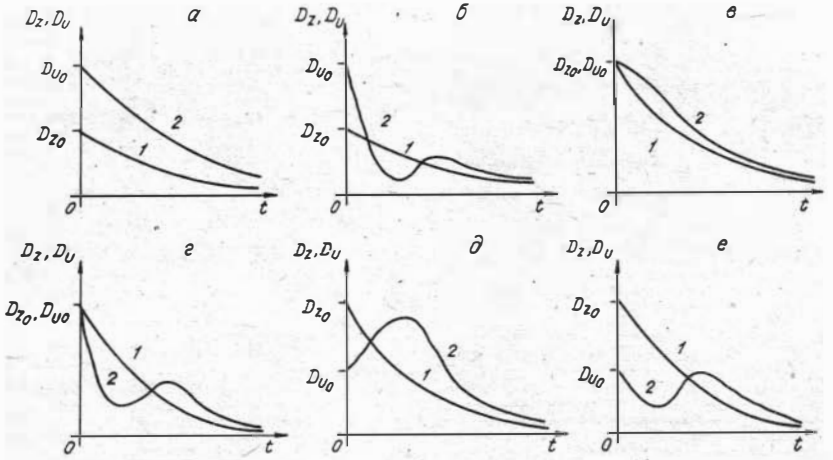


Рис. I0. Некоторые варианты изменения расчлененностей базисной (I) и вершинной (2) поверхностей при экзогенном рельефообразовании при различных начальных условиях:

а, б - $D_{Z_0} < D_{U_0}$: а - $r_{Z_0U_0} \geqslant 0$, б - $r_{Z_0U_0} < 0$; в, г - $D_{Z_0} = D_{U_0}$: в - $r_{Z_0U_0} \geqslant 0$, г - $r_{Z_0U_0} < 0$; д, е - $D_{Z_0} > D_{U_0}$: д - $r_{Z_0U_0} \geqslant 0$, е - $r_{Z_0U_0} < 0$

ненностей поверхностей Z и U и при нулевой дисперсии, т.е. неслучайном характере коэффициента экзогенных воздействий. В этом случае расчлененность базисной поверхности либо остается неизменно равной нулю (при $D_{Z_0} = 0$), либо экспоненциально убывает (при $D_{Z_0} > 0$). Расчлененность вершинной поверхности, в зависимости от начальных условий, ведет себя сложнее, может иметь минимумы и максимумы, обращаться в нуль, однако после какого-либо момента времени становится большей, нежели расчлененность базисной поверхности, после чего убывает, стремясь в пределе также к нулю. Поведение расчлененности $D_Z(t)$ рельефа морского дна аналогично поведению $D_U(t)$ в зоне денудации и наоборот.

Расчлененности базисной и вершинной поверхностей денуда-

ционно-аккумулятивного рельефа ведут себя независимо друг от друга, аналогично тому, как изменяется расчлененность базисной поверхности в зоне денудации.

4. Унаследованность базисной поверхности изменяется в зависимости от того, в какой зоне морфогенеза идет процесс и от связей в системе (z_o , U_o , A). В денудационной ($m_{Z_o} > 0$) и денудационно-аккумулятивной ($m_{Z_o} < 0$) зонах при неслучайном характере экзогенных воздействий на рельеф базисная поверхность как угодно долго сохраняет все первоначальные формы ($k_Z(t)=I$), хотя они постепенно теряют свою контрастность. При ненулевой дисперсии экзогенных воздействий, которые, однако, воздействуют на поверхность без какой-либо связи с ее первоначальными формами ($r_{Z_oA}= 0$), базисная поверхность обеих зон постепенно полностью утрачивает свой первоначальный вид

$$\lim_{t\to\infty} k_Z(t) = 0$$

Аналогично ведет себя унаследованность базисной поверхности денудационного рельефа при отрицательной связи и денудационно-аккумулятивного рельефа при положительной связи в системе (z_o , A). В остальных случаях базисная поверхность в момент времени $t = \sigma z_o / r_{Z_oA}\sigma_A m_{Z_o}$ полностью утрачивает свой первичный облик, после чего инверсирует, переходя в свою противоположность (на месте положительных начальных форм возникают отрицательные и наоборот), стремясь в пределе либо к величине $-r_{Z_oA}$ (в денудационной зоне), либо к величине r_{Z_oA} (в денудационно-аккумулятивной зоне) (рис. II).

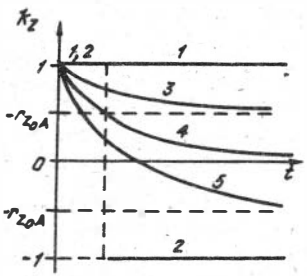


Рис. II. Варианты изменения "унаследованности" базисной поверхности при экзогенном рельефообразовании в зоне денудации для различных начальных условий:

1 - $D_A=0$; 2 - $R_{Z_oA}= -1$; 3 - $R_{Z_oA}<0$;
4 - $R_{Z_oA}= 0$; 5 - $R_{Z_oA} > 0$

В денудационно-аккумулятивной зоне функция $k_Z(t)$ ведет себя похоже, только первый вариант возникает при $r_{Z_oA} = I$, второй при $r_{Z_oA} = -I$, третий – при $r_{Z_oA} > 0$, а пятый – при $r_{Z_oA} < 0$.

Гораздо сложнее изменяется унаследованность базисной поверхности в зоне аккумуляции. Здесь она зависит не только от своих собственных начальных параметров и характеристик экзогенных воздействий, но и от параметров вершинной поверхности. Лишь в случае, когда экзогенные воздействия на рельеф неслучайны ($D_A = 0$), а начальная вершинная поверхность представляет собой равнину, базисная поверхность как угодно долго сохраняет неизменным свой первичный облик $k_Z(t) = I$. Если экзогенные воздействия неслучайны ($D_A = 0$), а начальная вершинная поверхность расчленена, причем вершинная поверхность коррелируется с базисной, то унаследованность последней в пределе стремится к коэффициенту корреляции $r_{Z_oU_o}$. В остальных случаях базисная поверхность в пределе утрачивает свои первоначальные черты. Таким образом,

$$\lim_{t\to\infty} k_Z(t) = \begin{cases} 1, \text{ если } D_A, D_{Uo} = 0, \\ r_{ZoUo}, \text{ если } D_A = 0, D_{Uo}, r_{ZoUo} \neq 0, \\ 0, \text{ если } D_A \neq 0, D_{Uo}, r_{ZoUo} \gtrless 0. \end{cases}$$

5. Унаследованность вершинной поверхности в той или иной зоне морфогенеза ведет себя аналогично унаследованности базисной поверхности в противоположной зоне.

6. Корреляционная связь (мера похожести) базисной и вершинной поверхностей в зонах денудации и аккумуляции, какой бы она ни была первоначально, в процессе экзогенного рельефообразования всегда стремится к полной прямой (рис. I2). То же самое в большинстве случаев происходит и в денудационно-аккумулятивной зоне, и лишь при неслучайном характере экзогенных воздействий (при $D_A = 0$) эта связь остается неизменной и равной своей первоначальной величине (см. рис. I2,б). Таким образом, экзогенное рельефообразование чаще всего довольно быстро приводит к похожести базисной и вершинной поверхностей, степень которой с течением времени нарастает.

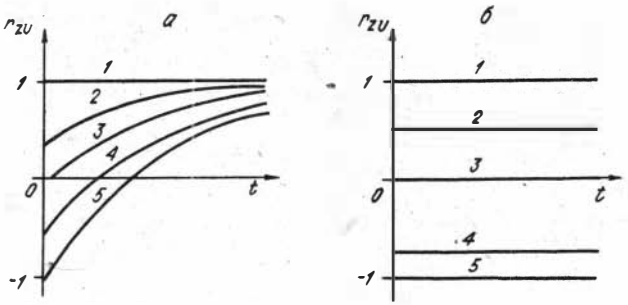


Рис. I2. Варианты изменения связи между базисной и вершинной поверхностями при экзогенном рельефообразовании для различных начальных условий: а – во всех зонах морфогенеза при $D_A \neq 0$, б – денудационно-аккумулятивной зоне при $D_A = 0$.

1 – $r_{Z_oU_o} = 1$; 2 – $0 < r_{Z_oU_o} < 1$; 3 – $r_{Z_oU_o} = 0$;

4 – $0 > r_{Z_oU_o} > -1$; 5 – $r_{Z_oU_o} = -1$

Для наглядности рассмотрим примеры экзогенного рельефообразования в денудационной и денудационно-аккумулятивных зонах.

Пример I. Пусть начальный рельеф имеет следующие характеристики: $m_{Z_o} = 100$ м, $m_{U_o} = 400$ м, $D_{Z_o} = 900$ м^2 ($\sigma_{Z_o} = 30$м), $D_{U_o} = 100$ м^2 ($\sigma_{U_o} = 10$ м), $r_{Z_oU_o} = -0{,}5$. Коэффициент экзогенных воздействий примем в качестве неслучайной величины ($D_A = 0$) со значением $m_A = 0{,}123$ млн лет$^{-1}$ (это значение получено для планеты в целом по данным И.П.Герасимова (1970) и П.С.Воронова (1968).

Процесс рельефообразования, таким образом, будет идти в зоне денудации. Его моделируют функции

$$m_Z(t) = 100\, e^{-0{,}123\, t},$$
$$m_U(t) = (12{,}3\, t + 400)\, e^{-0{,}123\, t},$$
$$D_Z(t) = 900\, e^{-0{,}246\, t},$$
$$D_U(t) = (13{,}62\, t^2 - 18{,}45\, t + 100)\, e^{-0{,}246\, t},$$

$$k_U(t) = \frac{(10 - 1{,}845t)\, e^{-0{,}123\, t}}{\sigma_U(t)},$$

$$r_{ZU}(t) = \frac{(3{,}69t - 5)\, e^{-0{,}123\, t}}{\sigma_U(t)}.$$

В начале процесса рельеф представляет собой средневысотное плато, расчлененное немногими глубокими долинами, имеющими различный врез. Отрицательная неполная связь между базисной и вершинной поверхностями свидетельствует о том, что наиболее значительным врезам долин соответствуют обычно (но не всегда) наиболее высокие части водоразделов и наоборот.

Процесс рельефообразования можно разбить на несколько этапов (рис. 13). На первом (0–1,36 млн лет) рельеф стремительно перестраивается: с очень большими скоростями снижаются средние высоты базисной и вершинной поверхностей, падает их расчлененность. При этом базисная поверхность в течение всего этапа, как впрочем, и всего процесса, сохраняет свои первоначальные формы, в то время как вершинная, расчлененность которой убывает не столь стремительно, постепенно теряет начальные формы. Существовавшая в начале этапа отрицательная связь между поверхностями быстро убывает и в конце этапа исчезает полностью.

На втором этапе (1,36–1,42 млн лет) возникает и начинает усиливаться положительная связь между базисной и вершинной поверхностями. Остальные характеристики ведут себя так же, как и на первом этапе. В его конце расчлененность вершинной поверхности достигает минимума, после чего начинает медленно возрастать, оставаясь, однако, ниже расчлененности базисной поверхности.

Третий этап (1,42–5,42 млн лет) характеризуется возникновением положительной связи между базисной и вершинной поверхностями. В его конце вершинная поверхность совершенно утрачивает свои первоначальные формы и подстраивается под базисную. Ее расчлененность еще остается ниже расчлененности базисной поверхности.

На четвертом этапе (5,42–8,37 млн лет) вершинная поверхность переходит в свою противоположность. На месте ее первичных положительных форм частично возникают отрицательные и наоборот. Усиливается ее расчлененность, она становится все более

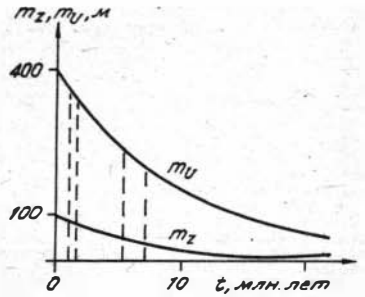
похожей на базисную поверхность. В конце этапа расчлененности обеих поверхностей сравниваются, причем вершинная достигает своей наивысшей расчлененности. Рельеф утрачивает черты плато и превращается в невысокую, но довольно расчлененную равнину.

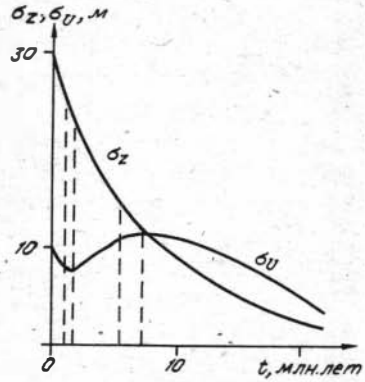
Начиная с пятого этапа (более 8,37 млн лет) и уже до конца процесса расчлененность вершинной поверхности превышает таковую базисной, причем обе они испытывают медленное, но неуклонное выравнивание. Для этапа вообще характерно постепенное затухание всех рельефообразующих процессов. Рельеф постепенно превращается в абсолютную нерасчлененную равнину, стремящуюся к уровню глобального базиса денудации.

Пример 2. Пусть вершинная поверхность имеет те же характеристики, что и в примере I, а базисная располагается ниже уровня моря на средней глубине $m_{Z_0} = -100$ м, и имеет расчлененность $D_{Z_0} = 900$ м^2 ($\sigma_{Z_0} = 30$ м). Связь между поверхностями неполная отрицательная ($r_{Z_0U_0} = -0,5$). Экзогенные воздействия также будем считать неслучайными ($D_A = 0$).

Характеристиками процесса будут

$$m_Z(t) = -100\, e^{-0,123\,t},$$





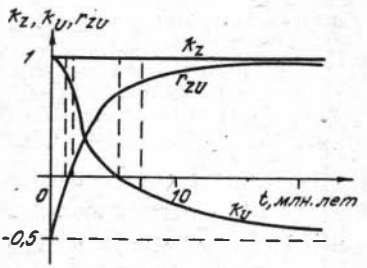


Рис. 13. Графики характеристик экзогенного процесса рельефообразования в денудационной зоне морфогенеза

$$m_U(t) = 400\ e^{-0,123\ t},$$
$$D_Z(t) = 900\ e^{-0,246\ t},$$
$$D_U(t) = 100\ e^{-0,246\ t},$$
$$k_Z(t) = k_U(t) = 1,$$
$$r_{ZU}(t) = -0,5.$$

Первоначально рельеф представляет собой архипелаг средневысотных островов в мелком море. Процесс рельефообразования в данном случае идет в денудационно-аккумулятивной зоне и отличается сравнительной простотой: вершинная и базисная поверхности независимо друг от друга приближаются к глобальному базису эрозии - уровню моря. Рельеф неуклонно превращается в равнину, располагающуюся на уровне моря.

Приведенный анализ и примеры показывают, что процесс экзогенного рельефообразования в денудационной и аккумулятивной зонах морфогенеза имеет несравненно более сложный характер, нежели в денудационно-аккумулятивной зоне. Связано это с тем, что если в денудационно-аккумулятивной зоне обе поверхности рельефа развиваются независимо под управлением глобального базиса эрозии, то в двух других зонах одна из поверхностей (в денудационной - вершинная; а в аккумулятивной - базисная) развивается в зависимости не только от глобального базиса денудации, но и другой, антиподальной поверхности рельефа.

Экзогенно-тектоническое рельефообразование

Несомненно, процесс рельефообразования еще более усложняется в условиях тектонических движений, оказывающих возмущающее воздействие на рельеф, а через него - на ход экзогенных процессов и способных переводить рельеф из одной зоны морфогенеза в другую.

При постоянной скорости тектонических движений $v(t) = v = \mathrm{const}$ случайные функции, характеризующие изменение базисной и вершинной поверхностей рельефа в различных зонах морфогенеза, полученные путем решения системы дифференциальных уравнений (13), для зоны денудации будут следующими:

$$Z(t) = \frac{V}{A} + \left(Z_o - \frac{V}{A}\right) e^{-At},$$

$$U(t) = \frac{2V}{A} + \left[(AZ_o - V)t + U_o - \frac{2V}{A}\right] e^{-At}.$$

В денудационно-аккумулятивной зоне $Z(t)$ сохраняет тот же вид, а изменение вершинной поверхности моделируется функцией

$$U(t) = \frac{V}{A} + \left(U_o - \frac{V}{A}\right) e^{-At}.$$

Наконец, в зоне аккумуляции вершинная поверхность изменяется так же, как и в денудационно-аккумулятивной зоне, а базисная – описывается функцией

$$Z(t) = \frac{2V}{A} + \left[(AU_o - V)t + Z_o - \frac{2V}{A}\right] e^{-At}.$$ *

Характеристики этих случайных функций могут быть получены лишь приблизительно путем линеаризации и имеют чрезвычайно громоздкий вид. Мы не будем приводить их в общем виде, а рассмотрим на конкретном примере.

Пусть рельеф с начальными характеристиками $m_{Z_o} = -400$ м, $m_{U_o} = -100$ м (рельеф находится в зоне аккумуляции), $D_{Z_o} = 900$ м^2 ($\sigma_{Z_o} = 30$ м), $D_{U_o} = 100$ м ($\sigma_{U_o} = 10$ м), $r_{Z_oU_o} = -0{,}5$ (базисная и вершинная поверхности связаны отрицательной зависимостью, причем базисная расчленена сильнее вершинной) испытывает дифференцированное поднятие со скоростью $m_V = 20$ м/млн лет и дисперсией $D_V = 100$ м^2/млн лет^2 ($\sigma_V = 10$ м/млн лет). Экзогенные воздействия на рельеф неслучайны ($m_A = 0{,}123$ млн лет$^{-1}$, $D_A = 0$), а тектонические движения никак не связаны с начальным рельефом ($r_{Z_oV} = r_{U_oV} = 0$).

В начале процесса рельеф представляет собой довольно сильно расчлененный континентальный склон с относительно плоской верхней (вершинной) и более расчлененной нижней (базисной) поверхностями.

На первом этапе (0–0,9 млн лет) высокими темпами возрастают средние высоты вершинной и, особенно, базисной поверхностей. Обе они испытывают расчленение и довольно быстро утрачи-

* Символьные обозначения см. в предыдущем разделе.

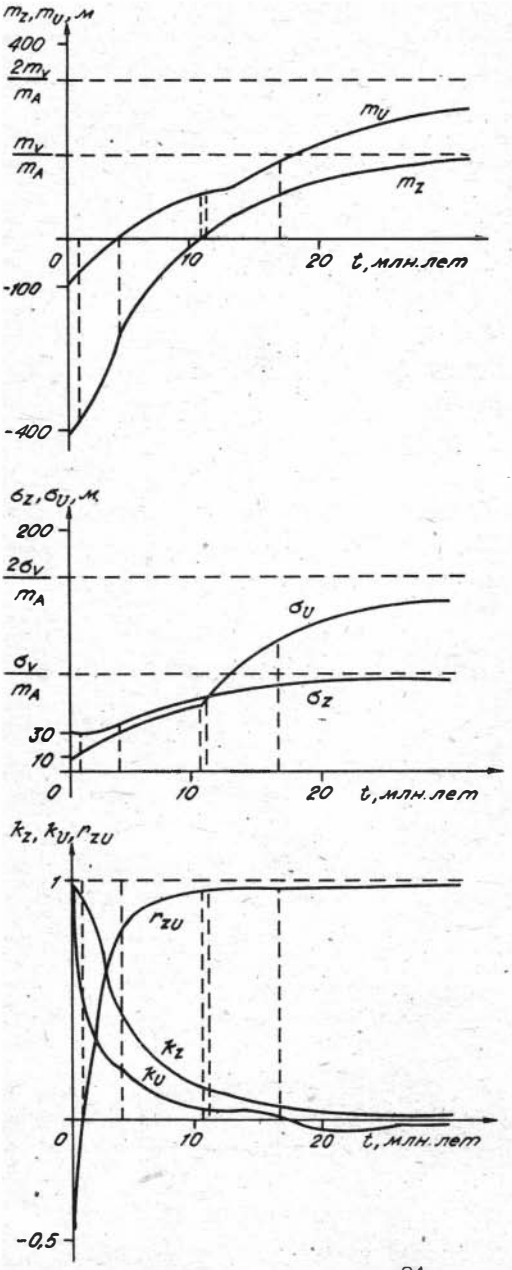


Рис. I4. Графики характеристик экзогенно-тектонического процесса рельефообразования

вают первоначальный облик. В то же время существовавшая первоначально отрицательная связь между поверхностями стремительно падает и в конце этапа полностью исчезает (рис. I4).

Начиная со второго этапа (0,9–3,9 млн лет) между базисной и вершинной поверхностями возникает и в дальнейшем только усиливается положительная связь: поверхности все более становятся похожими друг на друга. Тенденция изменения остальных характеристик рельефа остается такой же, что и на первом этапе. В конце второго этапа средняя высота вершинной поверхности достигает уровня моря – рельеф переходит из аккумулятивной в денудационно-аккумулятивную зону морфогенеза.

На третьем этапе (3,9–10,46 млн лет) море продолжает мелеть, над ним растут острова, медленно увеличивается расчлененность обеих поверхностей, которые все более и более утрачивают первичные формы. Стремительно нарастает положительная связь между базисной и вершинной поверхностями, которые к концу этапа становятся практически полностью конформными. Этап завершается осушением базисной поверхности.

Начиная с четвертого этапа (10,46–11 млн лет) рельеф развивается уже только в денудационной зоне морфогенеза. С этого момента резко нарастает темп расчленения вершинной поверхности. В конце этапа расчлененности обеих поверхностей сравниваются, причем обе они, особенно вершинная, почти полностью утрачивают свой первоначальный облик.

Пятый этап (11–16,31 млн лет) характеризуется нарастанием средних высот и расчлененностей обеих поверхностей, особенно вершинной, которая в конце этапа полностью перестраивается – теряет все свои первоначальные формы.

Шестой этап (более 16,31 млн лет) характеризуется возникновением очень слабой отрицательной унаследованности вершинной поверхности, которая затем асимптотически начинает приближаться к нулю. Впрочем, все остальные характеристики рельефа также постепенно приближаются к определенным пределам. Средняя высота базисной поверхности – к отношению средней скорости тектонических движений к математическому ожиданию КЗВ (m_V / m_A), ее расчлененность (стандарт σ_Z) к величине σ_V / m_A . Средние высота и расчлененность вершинной поверхности имеют пределом вдвое большие величины, т.е. $2m_V / m_A$ и $2\sigma_V / m_A$. Обе поверхности в конце концов утрачивают первоначальный облик и становятся практически полностью похожими друг на друга: положительным формам базисной поверхности пространственно соответствуют положительные формы вершинной и наоборот. Рельеф стремится к так называемому динамическому равновесию и при достаточной длительности тектонического режима почти достигает его. Заметим, что базисная поверхность достигает равновесных характеристик быстрее вершинной.

Сказанное о поднятии можно целиком перенести на случай равномерного дифференцированного опускания с той лишь разницей,

что опускание, если оно длится достаточно долго, неизбежно переводит любой рельеф в аккумулятивную зону морфогенеза.

Вообще же при экзогенно-тектоническом рельефообразовании развитие рельефа и его базисной и вершинной поверхностей может идти по весьма сложным законам. Лишь для тектонических движений с постоянной скоростью теоретически возможно достижение устойчивого динамического равновесия процесса с характеристиками:

$$\lim_{t\to\infty} m_Z(t)=\begin{cases} m_V/m_A & \text{при поднятии, } m_V>0,\\ 2m_V/m_A & \text{при опускании, } m_V<0,\end{cases}$$

$$\lim_{t\to\infty} m_U(t)=\begin{cases} 2m_V/m_A, & m_V>0,\\ m_V/m_A, & m_V<0,\end{cases}$$

$$\lim_{t\to\infty} D_Z(t)=\begin{cases} (m_A^2D_V+m_V^2D_A-2R_{VA}m_Am_V)/m_A^4, & m_V>0,\\ 4(m_A^2D_V+m_V^2D_A-2R_{VA}m_Am_V)/m_A^4, & m_V<0,\end{cases}$$

$$\lim_{t\to\infty} D_U(t)=\begin{cases} 4(m_A^2D_V+m_V^2D_A-2R_{VA}m_Am_V)/m_A^4, & m_V>0,\\ (m_A^2D_V+m_V^2D_A-2R_{VA}m_Am_V)/m_A^4, & m_V<0,\end{cases}$$

$$\lim_{t\to\infty} k_Z(t)=\frac{r_{ZoV}\sigma_V m_A-r_{ZoA}\sigma_A m_V}{\sqrt{D_V m_A^2+D_A m_V^2-2R_{VA}m_Am_V}},$$

$$\lim_{t\to\infty} k_U(t)=\frac{r_{UoV}\sigma_V m_A-r_{UoA}\sigma_A m_V}{\sqrt{D_V m_A^2+D_A m_V^2-2R_{VA}m_Am_V}},$$

$$\lim_{t\to\infty} r_{ZU}=1.$$

Таким образом, если рельефообразование в условиях тектонического покоя стремится приблизить рельеф к статическому равновесию, то при равномерных тектонических движениях возникает тенденция к динамическому равновесию, в котором средняя высота вершинной поверхности вдвое превышает таковую базисной, а связь между ними как угодно близко приближается к полной прямой. Последний вывод очень важен, поскольку дает возможность по соотношению средних высот и расчлененностей, а также по коэффициенту

корреляции между базисной и вершинной поверхностями судить о близости рельефа к динамическому равновесию и даже о средней скорости и дисперсии тектонических движений, приведших к формированию данного рельефа. Добавим, что вывод из модели о том, что наиболее вероятным соотношением рельефа является состояние с положительной корреляционной связью между базисной и вершинной поверхностями, подтверждается многочисленными наблюдениями (Якименко, 1984).

Динамическая стохастическая модель рельефа как системы базисной и вершинной поверхностей позволяет решать задачи прогноза развития рельефа, определения его палеохарактеристик и величин экзогенного и тектонического воздействий, а также степени отклонения от равновесного состояния.

ГЕОСТРУКТУРНЫЕ ОБЛАСТИ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Стохастические модели показали, что в зависимости от экзогенно-тектонических условий рельефообразования развитие и взаимодействие вершинной и базисной поверхностей оказывается довольно сложным. Вид взаимодействия и тенденция развития двух трендов прежде всего определяются региональными особенностями строения рельефа различных геоструктурных областей Сибири и Дальнего Востока. При описании региональных черт особое внимание будет уделяться двум факторам: новейшим тектоническим движениям и геологической структуре (степени отражения их в рельефе, характеру соотношения во времени и в пространстве). И тот, и другой фактор может являться рельефообразующим. При описании общих черт строения современного рельефа использованы региональные и обобщающие работы Н.И.Николаева (1962); С.С. Воскресенского (1968); Ю.А.Мещерякова (1965); Ю.П.Барановой (1967); С.А. Архипова, В.В.Вдовина, Б.В.Мизерова, В.А.Николаева (1970); О.М.Адаменко (1971); А.Е.Криволуцкого (1971); А.Г.Золотарева (1974); Г.И.Худякова (1976).

В пределах Сибири и Дальнего Востока выделяются стабильные платформенные и мобильные складчатые геоструктурные области (см. рис. 17). Геологические и тектонические особенности этих областей контролируют создание крупных черт рельефа и определяют своеобразие проявления новейших тектонических движений. К молодой эпигерцинской платформе приурочены Западно-Сибирская равнина (I) и ряд складчатых областей: Казахстанская, совпадающая с Казахским щитом и представленная в рельефе Казахским мелкосопочником (II), Таймырская, выраженная горами Бырранга (III). Между Казахским мелкосопочником и Зауральским плато расположен Тургайский прогиб, соединяющий Западно-Сибирскую платформу с Туранской. Прогиб выражен в рельефе Тургайским плато и наклонными равнинами (IУ). На юго-востоке Западно-Сибирская равнина граничит с Алтае-Саянской складчатой областью (У), на востоке – с древней Сибирской платформой (УI). К ней относится Среднесибирское плато, граничащее на юге с возрожденными горами Байкальской складчатой области (УП). К востоку от Сибирской платформы расположена Верхояно-Чукотская складчатая область (УШ), к юго-востоку – горы и равнины Дальнего Востока (IX). Крайний восток занят Корякско-Камчатской складчатой областью (X).

Западно-Сибирская равнина в рельефе Евразиатского материка занимает самую низкую ступень со средней высотой 120 м – на 20 м ниже средней высоты Русской равнины. Рельеф сформирован на мезокайнозойском-осадочном чехле, средняя мощность которого составляет 3,5 км, увеличиваясь от бортов к центру платформы с 2 до 5 км. Структурный план чехла формировался в условиях общего прогибания, в фундаменте и осадочном чехле выделяются структуры самых разных порядков: от антеклиз и синеклиз до локальных поднятий. Вверх по разрезу осадочного чехла мезозойские структурные элементы частично теряют выраженность в современном рельефе. Как показано рядом авторов при структурно-геоморфологическом районировании, в неоген-четвертичное время в связи с проявлением новейших тектонических движений и сменой их знака морфоструктура равнины усложнилась.

В соответствии с их представлениями в пределах Западно-Сибирской равнины выделяется внутренняя зона, выраженная системой крупных замкнутых впадин. К ним приурочены Ханты-Мансийская, Среднеобская, Тымская низменности и Васюганская возвышенность. Внутренняя зона отделена от северной субширотной полосой Сибирских Увалов, представленных в рельефе рядом возвышенностей: Люлим-Ворской, Белогорского материка, Нумтовской, Верхнетазовской и Енисейского выступа. Для северной части равнины характерна система открытых впадин. К ним приурочены низменности: Надымская, Пуровская, Тазовская, Антикайпинская, Северо-Гыданская, Ямальская и ряд возвышенностей: Полуйская, Ненецкая, Тазовско-Пуровская, Щучинская, Хетская. На правобережье Енисея Южно-Енисейская, Туруханская и Усть-Енисейская низменности соединяются с Предтаймырским прогибом, выраженным в рельефе Северо-Сибирской низменностью, которая отделяет Сибирскую платформу от гор Бырранга. Внешне обрамление молодой платформы составляют приподнятые пластовые равнины: Северо-Тургайская, Ишимская, Северо-Казахстанская, Чулымская, Кеть-Тымская и предгорные плато: Туринское – на границе с Уралом, Тургайское, приуроченное к Тургайскому прогибу, Предалтайское, Предсаянское, Приобское и Приангинское – на границе с Алтае-Саянской складчатой областью. По характеру проявления рельефообразующих процессов пластовые равнины и плато являются денудационными.

К древней Сибирской платформе приурочена высокая Восточно-Сибирская равнина со средней абсолютной отметкой 480 м. Она представлена плоскогорьями, пластовыми и вулканическими плато, а также аккумулятивными низменностями и пластовыми денудационными равнинами (Адаменко, 1971). Расчлененный рельеф плоскогорий развит на выступах кристаллического фундамента платформы: самое высокое Алданское нагорье, Анабарский и Усть-Оленекский массивы, Енисейский кряж. Пластовые плато: Оленекское, Лено-Алданское, Приангарское и Приленское и высокое Лено-Ангарское приурочены к субгоризонтальным палеозойским породам и имеют характерное ступенчатое строение. Среди вулканических плато различаются траповые: Тунгусское и Вилюйское, лавовые: Путорана, Сыверма и туфогенные, такие, как низкое Центральнотунгусское. Все плоскогорья совпадают с положительными тектоническими элементами платформы, на пологих крыльях антеклиз или синеклиз развиты пластовые плато. К внутренним, предгорным и правым прогибам платформы приурочены аккумулятивные низменности. Самая большая Центральноякутская низменность приурочена к Вилюйской синеклизе и Предверхоянскому краевому прогибу. Часть аккумулятивных и пластовых денудационных низменностей включают элементы прямых и обращенных структур. Зона крупнейшей обращенной морфоструктуры совпадает с Тунгусской синеклизой. Степень унаследованности, таким образом, возрастает от внутренней зоны платформы к краевой.

На огромном выступе складчатого фундамента Западно-Сибирской платформы – Казахском щите, сложенном сильнодислоцированными палеозойскими породами, развит рельеф денудационных равнин с изолированными низкими горами. Основным структурным элементом Казахстанской складчатой области является Центральноказахское поднятие на юго-востоке, представленное в рельефе отдельными среднегорными массивами, и Кокчетавское поднятие на севере, выраженное в рельефе Кокчетавской возвышенностью. На границе с Тургайским прогибом расположена узкая полоса невысоких и неглубоко расчлененных плато, на которых выходы фундамента нередко видны на поверхности. Небольшую площадь занимает аккумулятивный равнинный рельеф, развитый на кайнозойских отложениях, перекрывающих выходы фундамента. Рельеф Казахстанской складчатой области возник на месте плоской денудационной равнины – пенеп-

лена, остатки которого сохранились на водоразделах с фиксированной корой выветривания, и приобрел современный облик в результате новейших тектонических движений. Унаследованный характер развития выражается в соответствии крупных элементов рельефа мезо-кайнозойским структурам. Неунаследованный характер развития юго-восточной части объясняется влиянием тектонической активизации в Алтае-Саянских горах.

Алтае-Саянская складчатая область является частью обширного Центральноазиатского горного пояса. В ее пределах выделяются крупные горные сооружения и разделяющие их межгорные прогибы. На крайнем западе находится самое высокое горное сооружение - Алтай, граничащее с северо-востока с Горной Шорией, на востоке - с Западным Саяном, на юго-востоке - с хребтом Танну-Ола, к юго-востоку от которого расположена Убсунурская котловина. Далее на восток выделяется высоко поднятое нагорье Сангилен, отделенное от Центральнотувинских гор Центральнотувинской депрессией. Северная часть складчатой области занята Салаирским кряжем, хребтом Кузнецкий Алатау и разделяющей их Кузнецкой впадиной. К северо-востоку от Западного Саяна и Кузнецкого Алатау за Минусинской и Тоджинской котловинами находится горное сооружение Восточного Саяна.

Сложное структурное строение складчатой области связано с длительной историей тектонического развития. Современный рельеф возник на месте древней выровненной палеозойской складчатой страны. Сводовое поднятие в неоген-четвертичное время осложнено складчатыми и разрывными деформациями. Подтверждается точка зрения В.А.Обручева о большом влиянии глыбовых перемещений по разломам на формирование новейшей тектонической структуры. С проявлением глыбовых поднятий связан базальтовый вулканизм в горах Восточного Саяна и Северо-Восточной Тувы. Кроме плоского рельефа, приуроченного к излияниям базальтов, для складчатой области в целом характерны сохранившиеся на водоразделах выровненные плоские поверхности, являющиеся остатками денудационной равнины-пенеплена, охватывающего до неогенового времени Алтае-Саянскую и соседние складчатые области. Остатки пенеплена хорошо сохранились на плоскогорьях и плато, не затронутых глубоким эрозионным врезом. Сохранившиеся на разных высотах выровненные поверхности служат показателем интенсивности проявления новейших тектонических

ких движений. Несмотря на то, что длительный этап мел-палеогенового выравнивания изменил древний структурный план, многие его элементы были использованы при формировании современного рельефа.

В Байкальской складчатой области широко развиты линейно-вытянутые хребты и впадины. Северная граница области проходит по долине Лены, правобережье которой занято Северо-Байкальским и Патомским нагорьем. Южнее расположены высокие хребты (Баргузинский Северо- и Южно-Муйский, Кодар, Удокан) и узкие, глубокие, линейно вытянутые впадины. Южнее расположены низкие хребты Селенгинской Даурии и Витимское плоскогорье. Центральное Забайкалье занято высоким Даурским сводом. Между реками Шилкой и Аргунью находится Шилко-Аргунское поднятие, к югу от Байкала за хребтом Хамар-Дабан на границе с Монголией расположена Джидинская горная страна.

Новейшие структуры лишь частично наследуют древний план, несмотря на совпадение гребней хребтов с направлением палеозойских структур и выраженностью в рельефе глубинных разломов древнего заложения. Обилие в кристаллическом фундаменте разломов разного размера и возраста выражается в резко контрастном строении рельефа Прибайкалья и обуславливает нарушение изостатического равновесия отдельных блоков, вызывая интенсивные землетрясения.

Восточное Забайкалье постепенно без четкой границы переходит в горные сооружения и равнины Дальнего Востока. В пределах этой складчатой области выделяется узкая широтная полоса невысоких хребтов: Тукурингра, Соктахан, Джагды, приуроченных к антиклинорию, в ядре которого обнажены нижнекембрийские метаморфические породы. С севера это горное сооружение ограничено линейно вытянутой в широтном направлении Зейско-Удской, а на юге- Зейско-Буреинской аккумулятивными равнинами, приуроченными к впадинам. По краю Азиатского материка протягивается Сихотэ-Алинь - массивное горное сооружение на месте одноименного антиклинория, в ядре которого вскрыты верхнекаменноугольные и пермские отложения. К северу от Амура Сихотэ-Алинь продолжается системой низкогорных хребтов, разобщенных мелкими впадинами. С моря к Сихотэ-Алиню примыкает полоса излившихся неоген-четвертичных базальтов, занятых вулканическими плато. С запада протягивается полоса впадин с низкогорными перемычками. На севере складчатой области

выделяется высокое Становое нагорье с интенсивно развитым мезокайнозойским вулканизмом и горы Джугджур. С.С.Воскресенский (1968) относит эти горные сооружения к Приамурским на том основании, что в геоструктурном отношении они ближе к областям мезозойской складчатости, чем к докембрийской Сибирской платформе. В центре области находится сложное нагорье Ям-Алинь-Буреинское, представленное системой меридиональных хребтов. Наиболее крупные из них: хребет Ям-Алинь и Буреинский, разделенные небольшими, но глубокими впадинами, по периферии которых расположены плато, развитые на неоген-четвертичных базальтах. В строении современного рельефа участвует региональная палеогеновая денудационная равнина, поднятая на разную высоту, с сохранившейся корой выветривания, местами перекрытая неогеновыми отложениями впадин. Степень перестройки этой поверхности является показателем большой тектонической подвижности всей складчатой области.

Северо-Восток Евразии представлен Верхоянско-Чукотской мезозойской складчатой областью, Корякско-Камчатской кайнозойской складчатой областью и пограничной между ними структурой Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В пределах Верхоянско-Чукотской складчатой области на севере располагается полоса низменностей, на юге - высоких хребтов и нагорий. От дельты Лены до хребта Джугджур на западе расположен Верхоянский хребет. Это горное сооружение в структурном плане соответствует мегаантиклинорию. Юго-западным продолжением Верхоянского хребта является горное сооружение Сетте-Дабан, рельеф которого построен на складчатом фундаменте одноименного антиклинория, юго-восточным - хребет Сунтар-Хаята, рельеф которого развивается вне зависимости от древних складчатых структур Яно-Сугойского синклинория. Сложный характер соотношения рельефа с геологической структурой Сунтар-Хаята С.С. Коржуев (1974) объясняет соседством с жесткими структурами Алданского щита и Охотского срединного массива. Еще более сложные соотношения прослеживаются в рельефе Полоусненско-Верхоянской области, включающей горную систему Черского, хребта Сарычева, на юге - Верхнеколымское нагорье, на севере - невысокие хребты Полоусный и Улахан-Тас. В структурно-тектоническом отношении эта область относится к северо-западной и юго-западной

частям Колымского срединного массива, особенности геологического развития которого, вероятно, обуславливают сложное происхождение рельефа. Особое значение и большую роль в формировании рельефа играют разломы глубинного и поверхностного заложения. К зонам разломов приурочены многочисленные впадины горной системы Черского и Верхнеколымского нагорья.

Между Верхоянским хребтом и горной системой Черского расположено Яно-Оймяконское плоскогорье, совпадающее с Яно-Сугойским синклинорием, к отдельным антиклинальным поднятиям которого приурочены небольшие горные массивы. На севере горно-складчатый древний рельеф погребен в результате опускания под неоген-четвертичными отложениями, в которые врезаны современные реки, южная часть - наиболее высокая и глубоко расчлененная. Юкагирское, Алазейское плоскогорья и Момский хребет представляют останцы Колымского и Омолонского срединных массивов. Рельеф отражает сбросово-глыбовые неоген-четвертичные движения и сложный характер связи с тектонической структурой. К Охотскому срединному массиву приурочено Оймяконское плоскогорье со слаборасчлененным рельефом лавового плато в северной части и глубокорасчлененным с ярко выраженной блоковой структурой - в южной части.

С опущенными блоками Колымского срединного массива и южной окраины Яно-Чукотской синклинали Ю.П.Баранова (1967) связывает рельеф Восточно-Сибирской низменности, представленной аккумулятивными озерно-аллювиальными равнинами. Охотско-Чукотская ветвь мезозойской складчатости выражена Анюйским нагорьем, в рельефе которого прямо выражены структуры Анюйского антиклинория, и среднегорным рельефом блоково-глыбовой структуры.

Окраинную часть мезозойской складчатости занимает Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, в рельефе представлен Анадырским плоскогорьем, субгоризонтальное залегание вулканических покровов формирует лавовые плато, столовые горы с отпрепарированными денудацией интрузивными телами. В рельефе южной части пояса, примыкающей к Охотскому морю, отражены структуры Армано-Гижинской синклинали в виде горстов и глубоких грабенов и отпрепарированных денудацией интрузивных тел и изолированных лавовых плато.

В рельефе кайнозойской Корякско-Камчатской складчатой об-

ласти четко отражены все крупные линейные складчатые структуры: Таловско-Майнский и Корякский горст - антиклинории, Пенжинский, Парапольский и Олюторский грабен-синклинали. Последние выражены аккумулятивными равнинами: Нижнеанадырской и Марковской.

Таким образом, при обособлении геоструктурных областей сделана попытка не только учесть тектонический режим различных участков земной коры, но и выявить те структурные особенности древних и молодых платформ и складчатых областей, которые выражены в современном рельефе.

Общая направленность истории развития рельефа и амплитуда новейших тектонических движений создают в каждой из выделенных областей самые разнообразные соотношения рельефа с древней геологической структурой, которые прослеживаются в рисунке вершинного и базисного трендов.

ДВА ТРЕНДА ПОВЕРХНОСТИ РЕЛЬЕФА

Тренды, построенные двумя методами, оказались сходными по рисунку (рис. I5–I8). Сохраняя общие закономерности, детали поверхности имеют отличия. Это прежде всего касается отсутствия на трендах, построенных методом аппроксимации, северных и средних хребтов Верхоянской горной системы. Видимо, тренды, полученные с помощью полиномиальной функции, отражают наиболее общие, основные тенденции распределения высот вершинной и базисной поверхностей. Об этом свидетельствует рису-

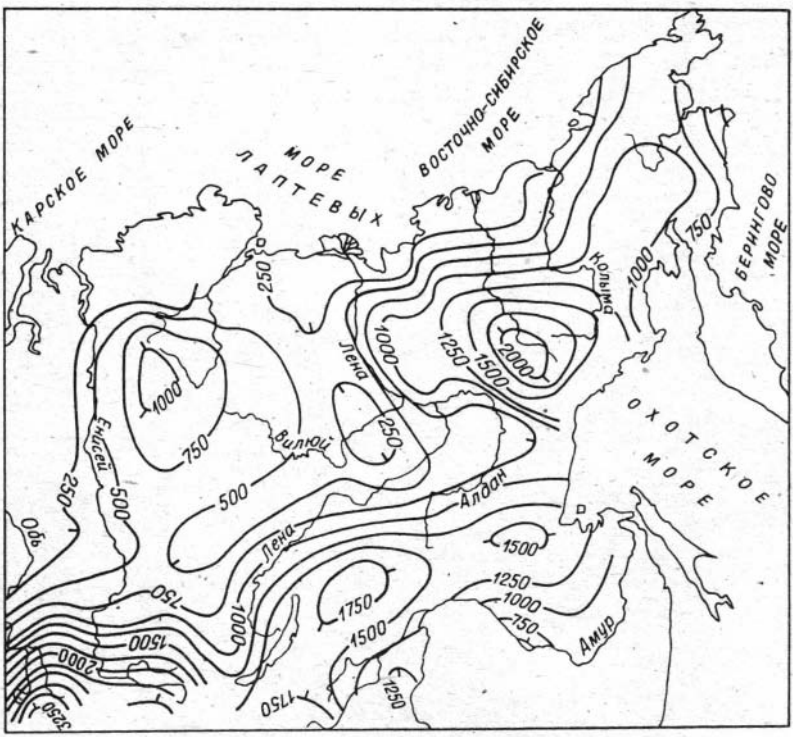


Рис. I5. Карта вершинного тренда 3-й степени. Изолинии проведены через 250 м

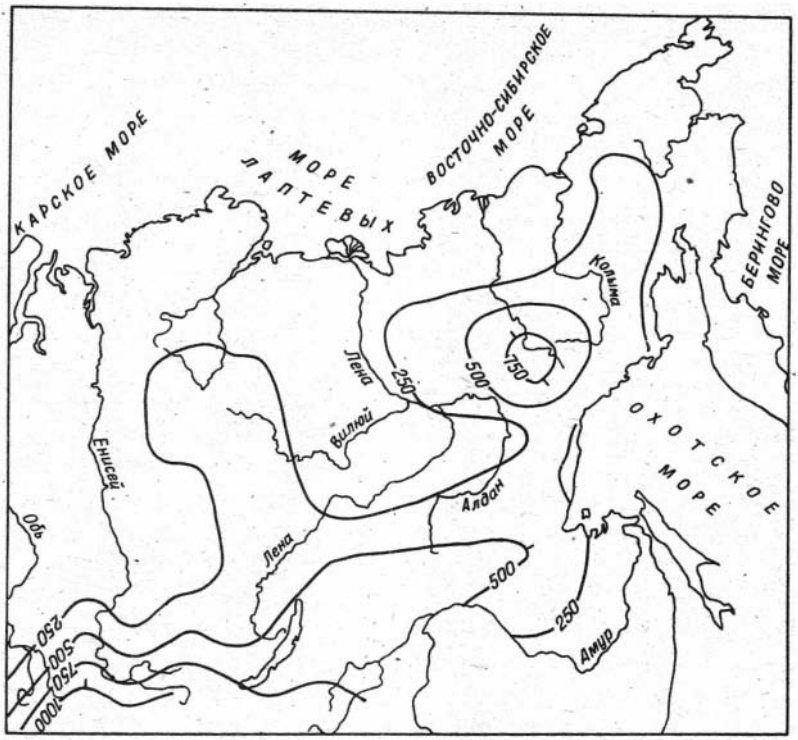


Рис. I6. Карта базисного тренда 3-й степени.
Изолинии проведены через 250 м

нок поверхностей, характеризующийся отсутствием деталей. Возможно, увеличив размер окна осреднения, мы получили бы поверхности, соответствующие полученным по программе "Тренд". Необходимо заметить, что карты, построенные способом скользящего среднего, выглядят привычнее для геоморфолога в связи с наличием на них деталей, которые приближают тренды к воображаемым в рельефе вершинной и базисной поверхностям. Причем, для вершинной поверхности степень абстрагирования несравненно меньше, чем для базисной. Эта поверхность всегда невидимая,

абстрактно представляемая. В этом смысле тренд-анализ является хорошим примером картографического абстрагирования со всеми присущими ему чертами, поскольку в нем на "передний план выступают общие, существенные, типичные и закономерные признаки объекта абстрагирования" (Асланикашвили, 1974, с. 65).

Поскольку тренд, независимо от метода, оказался устойчивым, описание его для каждой поверхности проведем по картам, построенным способом скользящего среднего (см. рис. 17, 18).

Вершинный тренд

Вершинная поверхность Западно-Сибирской равнины имеет блюдцеобразную форму, внешняя пограничная зона равнины наиболее приподнята (до 200 м и более), центральная - пониженная (менее 75 м), самые низкие отметки поверхность имеет на Крайнем Севере (менее 50 м). Она снижается от 125 до 100 м с уклоном к центру. На Кондинской равнине и Тувинском плато вершинная поверхность сохраняет пологий наклон и переходит на Ишимскую пластовую равнину и далее на юг в более повышенную крутую Северо-Казахстанскую приподнятую наклонную равнину. Плоская вершинная поверхность Барабинской низменности со 125-метрового уровня повышается в Кулундинской наклонной равнине, поверхность которой на крайнем юге имеет отметки около 400 м. Поворачивая на восток, вершинная поверхность круто поднимается над Приобским плато и к границе с Алтаем и Салаирским кряжем имеет отметку 1000 м. Поверхность поднята на 300 м в пределах Кеть-Тымской равнины и до 500 м - на Чулымской. Восточная часть, примыкающая к Енисею, является менее пологой с высотой до 300 м.

Вся восточная часть вершинной поверхности имеет уклон к центру равнины и отделена от Сибирской платформы резким 200-метровым уступом, протягивающимся по правобережью Енисея вдоль Южно-Енисейской, Туруханской и Усть-Енисейской низменностей. Вершинная поверхность Туруханской низменности опущена до 100-метрового уровня. Такую характерную блюдцеобразность вершинной поверхности нарушает широтная возвышенная ось Сибирских Увалов, тянущихся в широтном направлении от Урала до Енисея. Высота вершинной поверхности Сибирских Увалов изменяется от 500 м

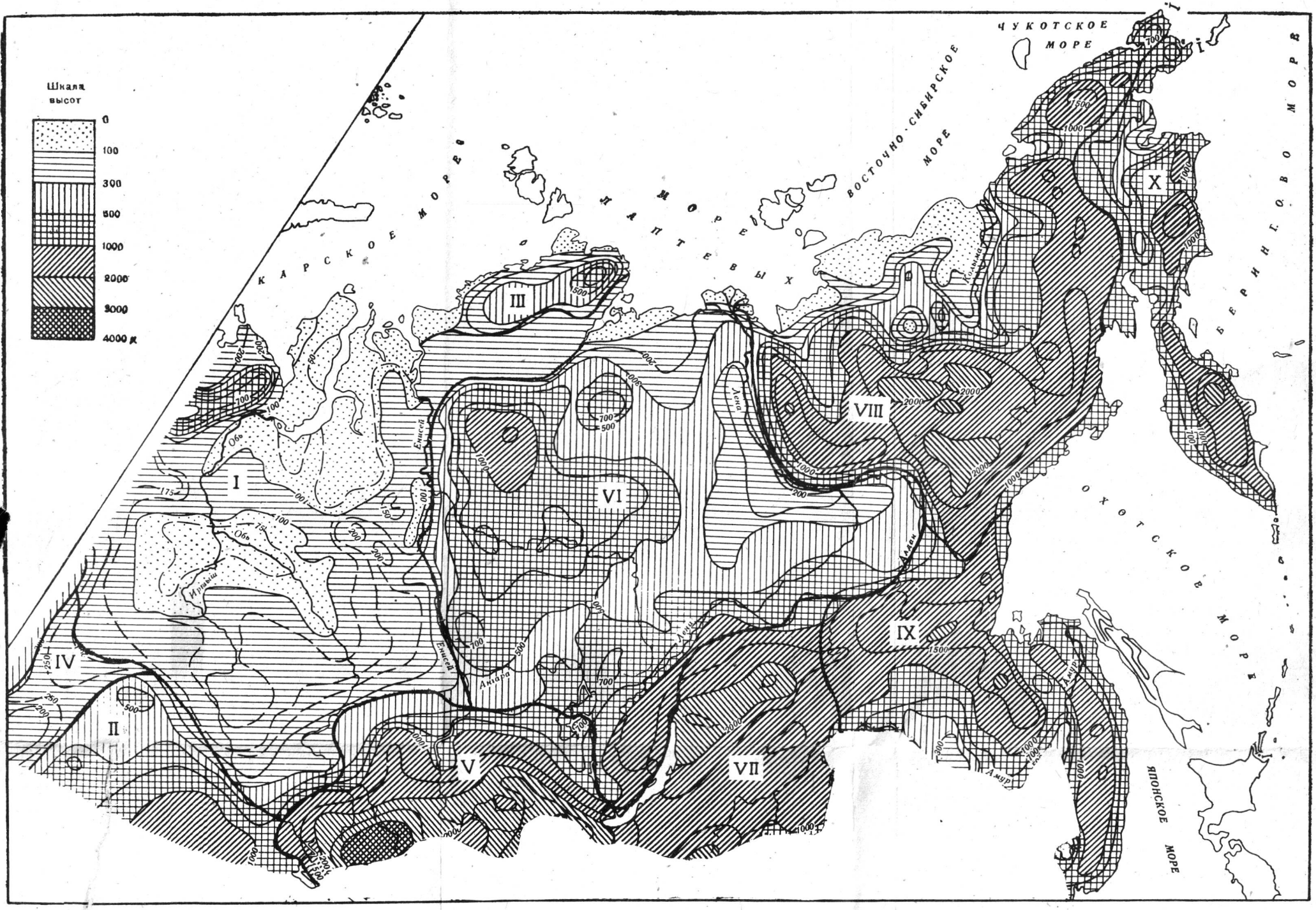


Рис. I7. Карта вершинного тренда поверхности Сибири и Дальнего Востока

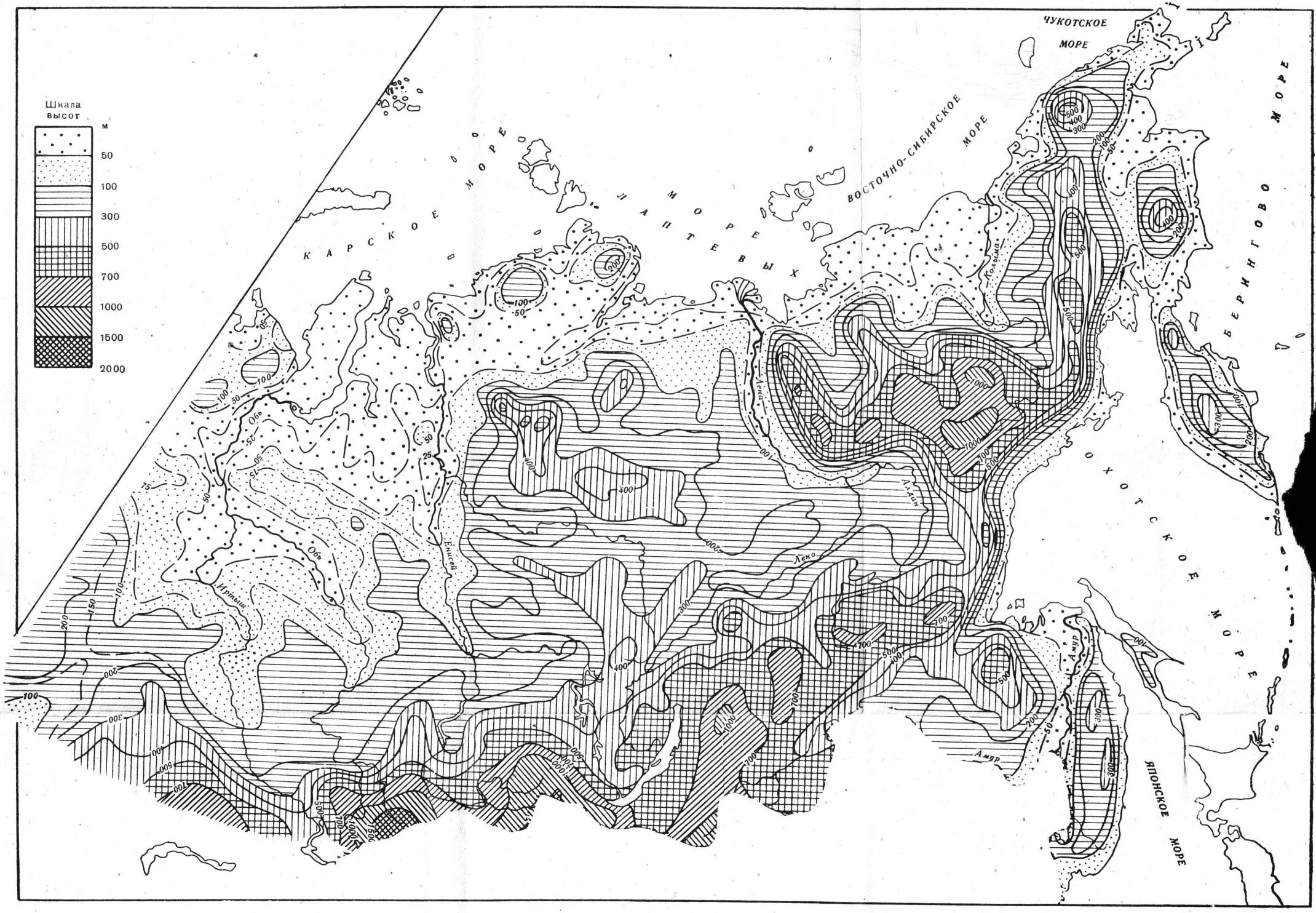


Рис. I8. Карта базисного тренда поверхности Сибири и Дальнего Востока

и более на западе (Люлим-Ворская возвышенность) до 175 м – на возвышенности Белогорского материка. На Верхнетазовской возвышенности она располагается на высоте более 200 м. Северо-западная часть Обь-Иртышского междуречья занята обширной Васюганской возвышенностью, высота вершинной поверхности которой изменяется от 100 до 150 м. На Сибирских Увалах и Васюганской возвышенности вершинная поверхность является наиболее поднятой по сравнению с центральной частью Западно-Сибирской равнины.

Поверхность четким уступом отделяется от Урала, на юг – узким Тургайским плато соединяется с Туранской плитой и полого переходит к 500-1000-метровому уровню Казахского мелкосопочника. В Алтае-Саянской складчатой области вершинная поверхность имеет северо-восточное направление, круто поднимается до 3600 м на южных хребтах Алтая и до 3000 м – на хребтах средней части горного узла. В восточной части горного узла вблизи Западного Саяна поверхность меняет направление на субширотное, подчеркивая 2000 – 2500-метровый уровень Западного Саяна. В Восточном Саяне вершинная поверхность имеет северо-западное направление и изменяет высоту от 1000 м у Енисея на Манском Белогорье до 3000 м – у Казырского узла при стыке с Западным Саяном и быстро снижается на юго-восток. Поверхность Тувинского нагорья имеет незначительные колебания от 2000 м в западной части до 2600 м – в восточной, снижаясь до 1900 м в Тоджинской и до 1340 м – в Тувинской котловинах. Вершинная поверхность Восточного Саяна вплоть до Байкала сохраняет северо-западное направление.

В Байкальской складчатой области вершинная поверхность круто меняет направление на северо-восточное. В горах Прибайкалья самый высокий уровень 2200-2500 м имеет вершинная поверхность Баргузинского, Южно-Муйского хребтов, а в центральном Забайкалье-Даурского свода, Северо-Байкальского нагорья – от 2000 до 1500 м, Патомского нагорья – от 1500 до 1300 м. Вершинная поверхность Забайкалья имеет самый низкий уровень в устье Селенги (до 1200 м), к северо-востоку высоты доходят до 1500 м, к юго-востоку к Шилко-Аргунскому своду поверхность снижается до 1000 м и на границе с Монголией в депрессии восточного Забайкалья – до 750 м. Поверхность хребта Кодар поднимается выше 2500 м, к хребту Удокан понижаясь до 1500 м и

уходит в Дальневосточный горный пояс к Становому нагорью с высотами 1400 – 2000 м – в западной и 2000 м – в восточной частях. Этот же высотный уровень сохраняет вершинная поверхность Буреинского хребта, а на хребте Джугджур снижается до 1200 м. Вершинная поверхность Сихотэ-Алиня и хребтов острова Сахалин имеет субмеридиональное направление и пологий уклон с юга на севере, на Сихотэ-Алине – от 1600 до 700 м, на Сахалине – от 1100 до 240 м. Самый низкий уровень в Дальневосточном горном поясе имеет вершинная поверхность Зейско-Буреинской возвышенной равнины и Нижнеамурской Ханкайской впадин – до 250 м. Вершинная поверхность Станового нагорья резко понижается к Сибирской платформе.

Вершинная поверхность Сибирской платформы имеет ступенчатый характер, поднимаясь на плато Путорана более чем на 1500 м, на Алданском нагорье – от 1000 до 1300 м и снижаясь под крутым углом к Северо-Сибирской низменности и более полого к Западно-Сибирской равнине. На продолжении Путорана – плато Сыверма вершинная поверхность снижается до 700 м. Самый низкий уровень протягивается с юго-запада на северо-восток (300 – 500 м) к Центральноякутской низменности, занимающей здесь самое низкое положение, менее 200 м. Дальше на восток вершинная поверхность круто поднимается на Верхоянской горной системе, для которой характерно постепенное повышение поверхности с севера, начиная с Хараулахского хребта от 500–1000 м до 1800 – 2000 м – на Орулганском хребте. На юге Верхоянской горной системы поверхность юго-западной ветви – хр. Сетте-Дабан имеет высоту от 1500 до 2000 м, юго-восточной – хр. Сунтар-Хаята – от 2 000 до 2400 м. Вершинная поверхность горной системы Черского сохраняет высотный уровень хр. Сунтар-Хаята. Обширная поверхность цепи Обручева отделена от узкой, но высоко поднятой поверхности цепи Билибина пониженной поверхностью (от 1000 до 1500 м), приуроченной к Момо-Селенняхской цепи впадин, протягивающихся от низовьев рек Момы и Чибагалаха на север до верховьев реки Селеннях. Поверхность цепи Матушкина, снижаясь до 2000 м, оконтуривает южные отроги цепи, переходит на хребет Сарычева и, охватывая Верхнеколымское нагорье, с высотами 1500 – 1700 м и хребты цепи Обручева с высотами 1700 – 2200 м, поворачивает к северо-востоку, вытягиваясь от Магадана до хреб-

тов Чукотки с высотами 1000 – 1500 м. Поверхность постепенно снижается к краям Полоусного с высотами 500 – 700 м, Алазейскому плоскогорью – 500 – 720 м, Юкагирскому плоскогорью – до 500 – 950 м. Поверхность Яно-Оймяконского нагорья в верховьях реки Индигирки сохраняет высотный уровень соседних областей от 1600 до 2000 м, на северо-запад постепенно понижается до 600 м.

Вершинная поверхность Колымы и Чукотки от 1500-метрового уровня полого опускается и образует глубокий прогиб, идущий от Пенжинской губы к Алданскому заливу – от 450 до 200 м и на Корякском нагорье поднимается до 1250 – 1750 м. Высота вершинной поверхности хребтов Камчатки колеблется от 1700 до 2350 м и полого опускается к Охотскому морю на запад и круто на восток с системы Восточных хребтов к Беринговому морю. Вершинный тренд имеет более сложные очертания и выглядит контрастнее по сравнению с базисным.

Базисный тренд

Базисная поверхность в общих чертах повторяет все закономерности в распределении направлений уклонов, значение которых меньше, чем у вершинной поверхности. Базисная поверхность Западно-Сибирской равнины имеет самые низкие отметки от 25 до 50 м на Ханты-Мансийской, Среднеобской и Тымской низменностях и на Крайнем Севере. На границе с Зауральским плато поверхность поднимается от 200 до 300 м, на широтной оси Сибирских Увалов от 80 до 120 м, на границе с Казахским мелкосопочником от 300 до 700 м. Базисная поверхность гор Южной Сибири имеет общий подъем с севера на юг, на Алтае – от 400 до 1900 м, в Западном Саяне – от 700 до 1000 м, в Восточном Саяне и Прибайкалье – от 500 до 1000 м, на стыке этих горных систем – до 1400 м, в Забайкалье – от 700 до 1000 м, в Дальневосточной складчатой области – от 500 до 750 м.

Базисная поверхность Сибирской платформы повторяет ступенчатый характер вершинной поверхности с максимальными отметками на плато Путорана более чем 500 м, на Анабарском массиве, плато Сыверма и в верховье р. Непы – более 400 м. Высоты ба-

зисной поверхности основной части платформы колеблются от 200 до 300 м. В Дальневосточной области самые низкие значения базисной поверхности приурочены к впадинам: от 30 м – в Нижнеамурской и Ханкайской до 150 м – на Зейско-Буреинской равнине. Базисная поверхность Северо-Востока в верховьях Индигирки поднимается выше 1100 м, полого опускается на север и запад и круто на юг к Охотскому Приморью. Продвигаясь на восток, поверхность сохраняет – 200 – 300-метровый уровень вплоть до Камчатки, понижаясь до 40 м у Пенжинской губы, до 10 м у Анадырского залива.

Общие черты строения трендов

Анализ вершинного и базисного трендов рационально начать с выяснения степени отражения в их рисунке геологической структуры. Рассматривая в общих чертах основные геоструктурные области, удалось показать, что рельеф платформы и складчатых областей в разной степени наследует древнюю геологическую структуру. Поскольку в трендах высоких порядков отражены региональные особенности строения рельефа, то в его очертаниях эти соотношения со структурой должны проявляться более четко. При сравнении учитываются абсолютные отметки двух трендов, уклоны и градиенты уклонов или скорости их изменения на единицу площади.

Вершинный и базисный тренды Западно-Сибирской равнины свидетельствуют о сложном характере связи с геологической структурой. Наряду с устойчивым уклоном с запада и с востока к центру равнины и с юга на север, в рисунке трендов отчетливо видны и осложняющие новообразованные направления субширотных структур. К ним приурочены возвышенности Сибирских Увалов, которые впервые резко обозначались и геоморфологически выразились в тобольское время (конец раннего–начало среднего плейстоцена) (Архипов и др., 1970). К этому времени приурочены существенные изменения в рельефе, которые выразились в появлении предгорных плато, возвышенностей и пояса денудационных равнин вдоль Южного горного обрамления и низменностей как результата опускания северных и внутренних районов равнины. Вероятно, с

тобольского времени рельеф равнины существенно не изменялся, а только происходило усиление или ослабление его контрастов. Следовательно, в трендах проявилась тектоническая обусловленность рельефа равнины тобольского времени.

В трендах присутствуют северо-западное и северо-восточное направления, определяющие границы равнины и связанные с простиранием палеозойских структур фундамента. Субмеридиональное направление Обской губы, возвышенностей и низменностей северной части равнины соответствует простиранию структур фундамента. Субмеридиональному направлению подчиняется речная сеть северной части равнины и целый ряд депрессий с низким положением вершинного и базисного трендов, таких как Тазовская, Надымская, Пуровская низменности. В южной части моноклинальный характер структур выражен наклонными равнинами, уклоны трендов которых соответствуют глубине погружения фундамента от периферии к центру.

В трендах более отчетливо, чем в рельефе видна разная степень унаследованности структур внешней зоны, связанных с мезозойской тектоникой и внутренней, свидетельствующей о перестройке структур в позднем кайнозое и появлении новообразного субширотного направления. С.А.Архипов и др., (1970), проанализировав разную степень сходства современного рельефа со структурами фундамента, пришли к выводу о разной степени унаследованности развития рельефа. И.П.Варламов и Э.Л.Якименко (1975) с помощью корреляционного анализа выяснили степень соответствия и тесноту связи современного рельефа земной поверхности и рельефа пяти стратиграфических горизонтов: (абс. отм. в м.) подошвы верхнетуртасской подсвиты (от -80 до +60), чеганской (от -450 до -50), ипатьевской (от -1200 до -700), марьяновской (от -3200 до -2000) и подошвы мезо-кайнозойского платформенного чехла (от -900 до -4000).

В результате корреляционного анализа установлен сложный неоднозначный характер связи. Самые высокие коэффициенты корреляции и, следовательно, большая степень унаследованности развития рельефа наблюдается вдоль окраин Западно-Сибирской равнины, где глубины залегания различных структурных горизонтов уменьшаются. Коэффициенты корреляции между глубинами по-

гружения подошвы мезозойско-кайнозойского чехла на окраинах равнины составляют 0,8–0,86, а к центру связь становится очень слабой, и в Среднем Приобье коэффициенты принимают отрицательные значения, что свидетельствует о резком неунаследованном развитии. В современном рельефе не выражены такие крупные структурные элементы мезозойской части чехла и фундамента, как Сургутское и Нижневартовское поднятия. Рисунок трендов фиксирует только крупные черты рельефа, но даже по ним нельзя сказать о повсеместной унаследованности развития и одинаковых условиях формирования рельефа земной поверхности.

В трендах Казахстанской горной области преобладают два простирания: северо-западное и северо-восточное. Западная часть отличается меньшими уклонами и градиентами по сравнению с восточной, где глубина погружения домезозойского фундамента быстро изменяется от 100 до 500 м и более. Рисунок трендов и характер распределения уклонов достаточно четко отражает структурные особенности палеозойского складчатого фундамента, что свидетельствует об унаследованном развитии рельефа. В пределах Казахского мелкосопочника выделяется наложенный тип платформенных структур, которые пространственно тяготеют к юго-востоку этой складчатой области. Образование наложенных структур связано с влиянием возрожденных гор Алтае-Саянской складчатой области (Мещеряков,1981).

Анализ трендов Сибирской платформы показывает довольно отчетливое выражение в их рисунке геологической структуры. Она подчеркнута выходом на поверхность древних отложений, пластовой структурой платформенного чехла, выраженной орографическими ступенями в трендах, выходом на поверхность траппов (Коржуев,1974). Большая глубина залегания базисного тренда свидетельствует о резкой дифференциации движений в течение всей длительной истории развития.

Градиенты уклонов и амплитуда их колебаний связаны с резкими границами Сибирской платформы, приуроченными к глубинным разломам различного возраста. С запада платформа отделена от Западно-Сибирской равнины длительно живущей Приенисейской зоной разломов шириной более 100 км, судя по выходам рифейских гранитоидов. Юго-западная граница проходит вдоль Присаянского разлома, южная – по Витимо-Патомскому, ортогонально сочленяющемуся с Присаянским. Этот выступ Сибирской платформы отчетливо выражен в

обоих трендах и определяет ориентировку байкальских и саянских складчатых поясов. Юго-восточная граница, выраженная более четко по вершинному тренду, проходит по северному склону Станового хребта (Станового субширотного или Южно-Якутского глубинного разлома). Восточное обрамление платформы совпадает с глубокими мезозойско-кайнозойскими прогибами и ограничено Верхоянским разломом. На севере по вершинному тренду четко выделяется субширотный Пясино-Хетский разлом, выраженный крутым уступом в сторону Таймырской и Лено-Хатангской низменностей. Субширотному направлению соответствуют Центральнотунгусская и Вилюйская ветви Лено-Вилюйской впадины (Коржуев, 1974). Субширотные и субмеридиональные орографические волны, по терминологии Ю.А.Мещерякова (1965), по-разному отражаются в рисунке трендов. Разломы, независимо от их возраста, активно живущие в новейшее время отчетливо выражены в трендах резкими градиентами уклонов. С глубинными разломами краевого структурного шва Сибирской платформы связаны большие амплитуды трендов, что свидетельствует о более контрастных, чем в центре платформы, новейших тектонических движениях на границе с подвижными складчатыми областями. Эти различия объясняются еще и возрастной неоднородностью фундамента платформы.

Вершинный и базисный тренды гор Южной Сибири от Алтая до Восточного Забайкалья отличаются как по абсолютным отметкам, так и по уклонам и их градиентам. Эти отличия связаны с разной степенью дифференцированности движений в новейшее время. Глыбовые перемещения происходили вдоль древних и молодых разломов. Поднятие хребтов сопровождалось образованием грабенов и прогибов, которые в современном рельефе заняты озерами (Телецкое) либо представлены аккумулятивными внутригорными впадинами с мощными толщами кайнозойских отложений (Центральнотувинская депрессия, Чуйская впадина). Впадины вытянуты в широтном направлении согласно простиранию последней складчатости. Несмотря на то, что палеозойские структуры слабо выражены в рельефе, рисунок трендов подчеркивает их субширотное направление. Уклоны трендов и характер их распределения свидетельствуют о степени изометричности и линейности структур в пределах разных горных сооружений. Наибольшей линейностью отличаются структуры Прибайкалья, Алтая, Саян; Забайкалья, Тувы и Кузнецкого Алатау.

Связь трендов с глубинным строением

Степень выраженности в рисунке трендов глубинного строения будет рассмотрена в самом общем виде. Основанием для такого рассмотрения служит положение о том, что между интенсивностью поля силы тяжести и рельефом земной поверхности наблюдаются закономерные связи. Они объясняются наличием изостазии земной коры – равновесного состояния. Закон изостазии выражается в том, что рельеф земной поверхности и распределение масс в земной коре связаны функциональной зависимостью. Поскольку глубинное распределение масс отображается в гравитационном поле на поверхности, то изостазию изучают путем оценки степени соответствия интенсивности гравитационного поля и рельефа (Люстих, 1957; Деменицкая, 1961).

Связь между рельефом земной поверхности и глубинным строением земной коры носит стохастический (вероятностный) характер. Наличие такой связи подтверждено многими авторами и в глобальном, и в региональном масштабах. Связи аномального гравитационного поля с рельефом земной поверхности справедливы и для океанических областей, причем в океанах с меньшей толщиной и большей однородностью земной коры эти связи проявляются очень четко (Гравитационное поле ..., 1979). "Для сопоставления с глубинным строением имеет смысл принимать во внимание только достаточно крупные формы рельефа, так как в связи с конечной прочностью земной коры нельзя ожидать, чтобы мелкие особенности рельефа были связаны с глубинной структурой" (Зорин, 1976, с. 248). Исходя из этого, для изучения характера связи обычно берется осредненный рельеф, в трендах они могут проявиться более отчетливо.

Особенности строения поверхности Мохоровичича (М) отражены в рисунке вершинной и базисной поверхностей Западно-Сибирской равнины. Малые перепады высот отметок поверхности М соответствуют низким амплитудам изменения высот вершинной и базисной поверхностей. Глубины поверхности М убывают от западной и восточной окраин равнины к центру от 40 до 35 км, с юга на север от 40 до 30 км. Складчатая область Казахского мелкосопочника несмотря на небольшие абсолютные отметки обоих трендов, имеет мощность земной коры 45–50 км. Расположение глубин до поверхности М находится в обратной зависимости с глубинами до поверхности

фундамента и высотами вершинной и базисной поверхностей. Такой же характер связи вершинной и базисной поверхностей с рельефом М наблюдается в Алтае-Саянской горной области. Поверхность М имеет общее погружение с северо-запада на юго-восток от 40 до 55 км и глубже, вершинная и базисная поверхности в этом направлении интенсивно поднимаются.

Северо-западная часть Алтае-Саянской складчатой области характеризуется глубинами до поверхности меньше 50 км и абсолютными отметками вершинного тренда до 1200 м. В рельефе поверхности происходит плавное уменьшение мощности земной коры в сторону Западно-Сибирской равнины, резкое увеличение мощности в Западном Саяне и менее резкое на границе с Восточным Саяном. Под северной частью Восточного Саяна глубина до поверхности составляет 45-48 км, увеличиваясь на юго-восток до 54 км. В этом же направлении увеличиваются абсолютные высоты трендов от 700 до 1500 м. Юго-восточная часть характеризуется интенсивным погружением поверхности М до 57-63 км и только в пределах Центральнотувинской депрессии глубина до поверхности М уменьшается до 48-50 км. П.И.Морсин и В.В.Сурков (1973) показали, что между глубинами поверхности М и высотами земной поверхности Алтае-Саянской складчатой области существуют сложные соотношения. Наиболее неустойчивые связи отмечаются в районах с осредненными высотами меньше 1 км. В амплитудах колебания абсолютных высот и уклонов трендов эти зависимости проявились наиболее четко для всех крупных форм рельефа.

Самый низкий уровень вершинной и базисной поверхностей Сибирской платформы (150-200 м) совпадает с наименьшими мощностями земной коры Лено-Вилюйской впадины (от 27-29 до 33 км) и поднятиями фундамента. Общее повышение вершинной и базисной поверхностей к северу и к югу соответствует возрастанию мощностей земной коры на Алданском нагорье и в горных районах Забайкалья до 40-42 км, на Анабарском массиве - до 37 км. Для Тунгусской синеклизы поверхность М полого поднимается от 32-33 на юге до 29-30 км в центральной части. Согласно с ней ведут себя вершинная и базисная поверхности. В рельефе фундамента Тунгусской синеклизы наблюдаются максимальные погружения (более 5 км). Такое соотношение геофизических, геологических и геоморфологических показателей характерно только для Тунгусской синеклизы как крупной обращен-

ной формы рельефа. В южной и юго-восточной частях платформы глубины поверхности М изменяются от 25 до 40-42 км (Штех, 1967).

Для вершинной и базисной поверхностей Северо-Востока характерен общий пологий уклон на север и крутой в западном направлении, максимумы вершинной и базисной поверхностей пространственно совпадают с областью наиболее глубокого погружения поверхности М в районе хребта Сунтар-Хаята, мощность земной коры возрастает до 44 км (Штех, 1967). Вытянутость вершинной и базисной поверхностей Колымско-Чукотской области в северо-восточном направлении соответствует характеру залегания поверхности М с мощностью земной коры до 35 км и постепенному уменьшению мощности до 30 км к северу и к югу. Необходимо заметить относительно пониженную общую мощность земной коры Северо-Востока СССР. Несмотря на более высокий уровень вершинной и базисной поверхностей Северо-Востока по сравнению с Сибирской платформой, мощность земной коры остается одинаковой. Слабая контрастность изменения мощности коры не характерна для большинства горных сооружений. Причина таких особенностей связана с историей геологического развития структур Северо-Востока. Создается впечатление, что рельеф вершинной и базисной поверхностей теснее связан с процессами активизации развития, чем рельеф поверхности М, в которой эти процессы не нашли отражения (Резанов, 1968). Малой мощностью (27-37 км) характеризуется земная кора Сихотэ-Алиня, в направлении побережья Тихого океана толщина коры сокращается.

В пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса мощность земной коры не превышает 30 км и соответствует низким положениям вершинного и базисного трендов Пенжинско-Анадырской системы впадин. В сторону Верхояно-Чукотской складчатой области поверхность М полого погружается, а в направлении к Корякско-Камчатской области - наблюдается погружение до 35-40 км под Центральнокорякским сводовым поднятием и подъем до 30-35 км в направлении к побережью Берингова моря.

Общий обратный характер связи вершинной и базисной поверхностей с положением поверхности М Сибири и Дальнего Востока повторяет общепланетарную закономерность увеличения мощности земной коры в областях с высоким уровнем вершинной и базисной поверхностей и уменьшения - с низким положением этих поверхностей (рис.19). Отмеченная закономерность связана с изостатическим

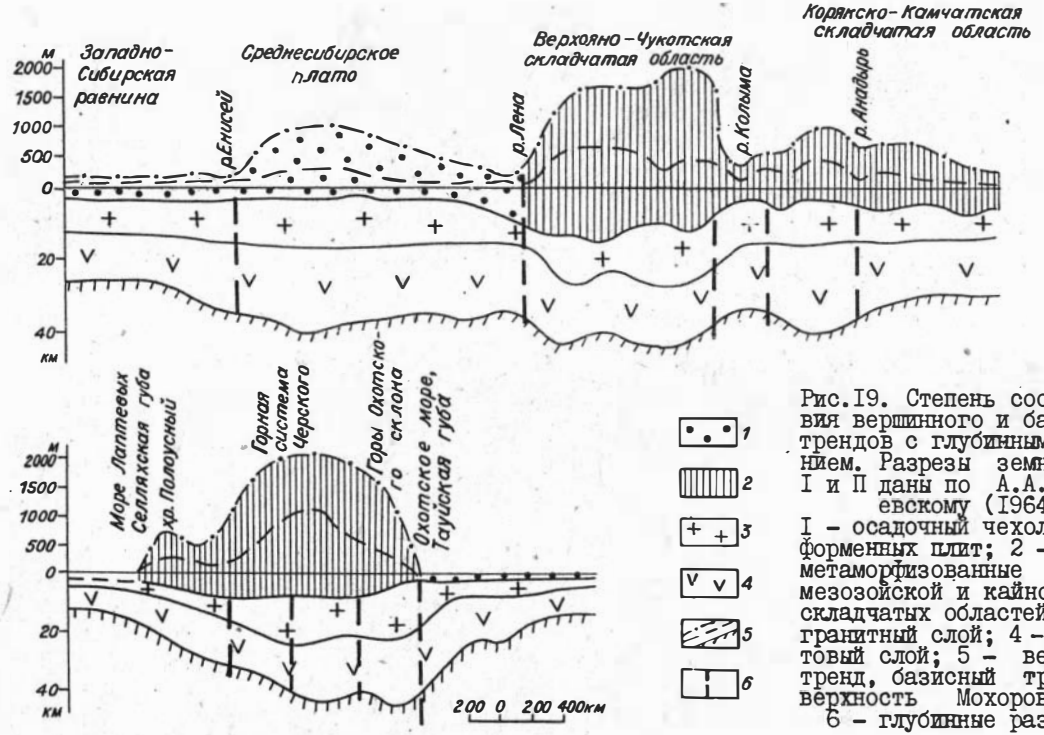


Рис.19. Степень соответствия вершинного и базисного трендов с глубинным строением. Разрезы земной коры I и II даны по А.А.Николаевскому (1964):
I – осадочный чехол платформенных плит; 2 – слабометаморфизованные породы мезозойской и кайнозойских складчатых областей; 3 – гранитный слой; 4 – базальтовый слой; 5 – вершинный тренд, базисный тренд, поверхность Мохоровичича; 6 – глубинные разломы

равновесием, которое заключается в том, что с увеличением избытка топографических масс (объем пород над поверхностью геоида) увеличивается недостаток глубинных (компенсационных), и свидетельствует о наличии изостатических тенденций для крупных участков земной коры, особенности строения которых выражены в трендах высоких порядков.

Существование региональной изостатической тенденции по схеме Дж. Эри, которую К.К.Марков (1948) условно называл геоморфологической на основании связи рельефа гор и соответствующих им "корней", свидетельствует о быстром приспособлении поверхностной структуры к глубинной и характеризует современное состояние земной коры.

Важнейшая роль изостазии в формировании рельефа отмечалась неоднократно многими исследователями. А.А.Асеев (1984) приходит к заключению о том, что денудационный срез континентов компенсируется изостатическим поднятием без существенного отставания во времени. Особенно быстро восстанавливается равновесие в условиях повышенного разогрева недр (район древнего озера Бонневиль).

Формы рельефа земной поверхности так же изменчивы, как и формы рельефа поверхности М. Под действием тектонических движений они быстро перестраиваются вместе со структурой земной коры и верхней мантии. Это обстоятельство позволяет считать, что в образовании рельефа земной поверхности участвуют все слои земной коры (Деменицкая, 1961). Наличие связи между рельефом земной поверхности, напряженностью гравитационного поля и мощностью земной коры не означает, что эти связи одинаковы в различных геоструктурных областях.

Степень отражения в трендах новейших тектонических движений

Анализируя общие черты строения трендов, мы показали, что в различных геоструктурных областях степень и характер преобразования древней геоморфологической структуры зависят от особенностей проявления новейших тектонических движений. Интенсивность и направленность движений выражается в рельефе различных геоморфо-

логических уровней, в том числе в вершинном и базисном. К.К.Марков (1948, с.227) отмечал, что "удивительная простота рельефа вершинной поверхности не может не отражать известного постоянства амплитуд молодых движений земной коры в пределах тех же участков". Это свойство вершинной поверхности многие исследователи используют при построении карт морфоизогипс, тектоноизогипс, по которым удается оценить амплитуды новейших тектонических движений.

Опыт применения разности вершинной и базисной поверхностей для построения карты новейших тектонических движений Вилюйской синеклизы проведен В.Ф.Филатовым (1971). Автор указал на сложный стохастический характер связи амплитуды неотектонических движений с разностью поверхностей. Разность вершинной и базисной поверхностей свидетельствует о порядке величин неотектонических движений. Совместно с данными о мощностях неоген-четвертичных отложений, возраста долин и водораздельных поверхностей построение карт неотектоники возможно как в условиях платформ, так и складчатых областей (Философов, 1975). Анализ рельефа вершинной поверхности и рисунка гидрографической сети проводится Г.Ф.Уфимцевым (1984) при изучении геоморфологических структур и степени их выраженности в рельефе.

Методика построения карт новейшей тектоники на основе тренд-анализа продемонстрирована на примере Юго-Западного Прибайкалья, Момского рифта (Грачев, 1973) и современного рельефа дна моря Лаптевых (Грачев, Мишин, 1975). Авторы принимают выявленную в рельефе региональную составляющую (тренд) за аналог исходной поверхности в качестве системы отсчета. Отклонение от тренда (локальная составляющая) принимается за амплитуду деформаций. После введения в полученные амплитуды коэффициентов пропорциональности, рассчитанных по геологическим данным, строится карта новейших движений. Авторы делают вывод о том, что тренд-анализ дает вполне реальные амплитуды новейших тектонических движений.

Общий размах новейших движений за неоген-четвертичное время можно оценить по абсолютной высоте вершинного тренда, так как высота над общим базисом эрозии (уровнем моря) и контрастность рельефа являются показателем интенсивности движений. Средние скорости вертикальных движений связаны с характером распределения уклонов, отчетливо проявляющихся в рисунке трендов.

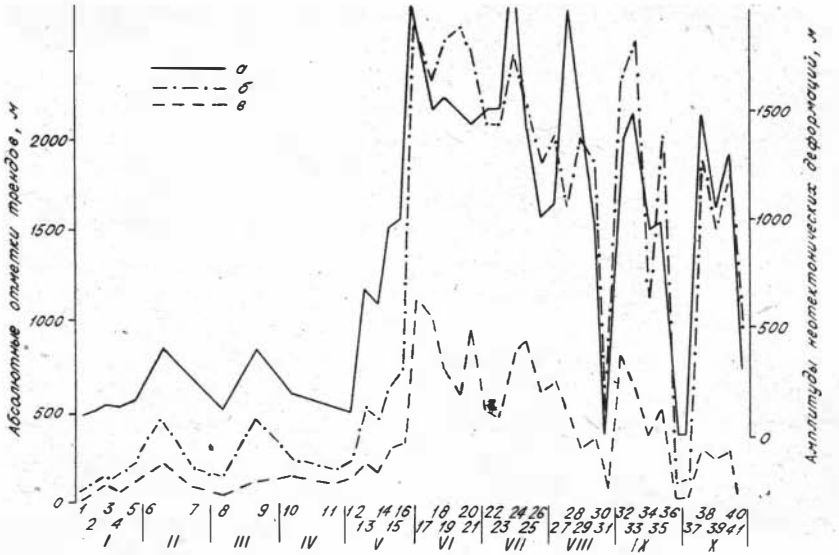


Рис. 20. График зависимости средних амплитуд неотектонических деформаций и абсолютных отметок вершинного и базисного трендов

I–X – геоструктурные области; I–4I – новейшие структурные формы, выраженные в трендах. I – Западно-Сибирская равнина: I – низменности северной части, 2 – возвышенности Сибирских Увалов, 3 – южные пластовые равнины, 4 – плато западной части, 5 – плато юго-восточной части; II – Казахский мелкосопочник: 6 – Кокчетавская возвышенность, 7 – Тенгизская впадина; III – нагорье Бырранга: 8 – Северо-Сибирская низменность, 9 – горы Бырранга; IУ – Тургайский прогиб: I0 – Тургайское плато, II – Северо-Тургайская наклонная равнина; У – Восточно-Сибирская высокая равнина: I2 – Центральноякутская низменность, I3 – Иркутский амфитеатр, I4 – Енисейский кряж, I5 – Алданское нагорье, I6 – Тунгусский бассейн; УI – Алтае-Саянская горная область: I7 – Алтай, I8 – Танну-Ола, I9 – Западный Саян, 20 – Восточный Саян, 2I – нагорье Сангилен; УII – Байкальская горная область: 22 – Патомское нагорье, 23 – Северо-Байкальское нагорье, 24 – Прибайкалье, 25 – Даурский свод Центрального Забайкалья, 26 – Шилко-Аргунский свод; УIII – горы и равнины Дальнего Востока: 27 – Становое нагорье, 28 – Ям-Алинь-Буреинская горная страна, 29 – Сихотэ-Алинь, 30 – горы

Джугджур, 31 – Зейско-Буреинская равнина; IX – Верхояно-Чукотская горная область: 32 – хребты Южного Верхоянья (Сунтар-Хаята и Сетте-Дабан), 33 – цепь Черского и хребет Сарычева, 34 – Яно-Оймяконское плоскогорье, 35 – Анадырское плоскогорье Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, 36 – Восточно-Сибирская низменность; X – Корякско-Камчатская горная область: 37 – Нижнеанадырская низменность, 38 – Корякское нагорье, 39 – Срединный хребет, 40 – Восточный хребет, 41 – плоская наклонная равнина западного побережья Камчатки; а – амплитуды неотектонических деформаций; б – абсолютные отметки вершинного тренда; в – абсолютные отметки базисного тренда

Сопоставим (рис.20) эти показатели с амплитудами тектонических деформаций новейшего этапа развития различных геоструктурных областей, показанных на Карте новейшей тектоники СССР и сопредельных областей (в м-бе 1:5 000 000 под редакцией Н.И.Николаева, 1977). Нижняя возрастная граница неотектонического этапа для Камчатки, гор и равнин Дальнего Востока, Забайкалья, Прибайкалья и Алтае-Саянской горной области совмещена на карте со второй половиной плиоцена – началом антропогена, для Корякско-Камчатской горной области, Сихотэ-Алиня и Верхояно-Чукотской горной области – со второй половиной миоцена – первой половиной плиоцена, для низкой Западно-Сибирской и высокой Восточно-Сибирской равнин – с олигоценом – первой половиной миоцена.

В пределах крупных геоструктурных областей можно выделить три типа режима проявления неотектонических движений: колебательный, при котором движения положительного знака компенсируются отрицательными движениями, режим устойчивого опускания и режим устойчивого поднятия (Николаев, 1962). Колебательный тип неотектонических движений характерен для Западно-Сибирской равнины. В северной части на фоне общего преобладающего погружения проявляются поднятия северо-восточной, северо-западной и субмеридиональной ориентировки, средняя амплитуда до 200–250 м. С впадинами в рельефе совпадают многочисленные низменности: Надымская, Тазовская, Пуровская, с поднятиями – возвышенности: Полуйская, Ненецкая, Тазовско-Пуровская, Хетская, Щучинская. Северо-западное и северо-восточное простирания продолжают возвышен-

ности, приуроченные к Таймырскому прогибу. Юго-западная часть прогиба в трендах выражена абсолютными отметками 200-250 м с амплитудами до 100 м, более контрастно, чем северо-восточная часть. Направление трендов совпадает с простиранием складчатости гор Бырранга. Дифференцированность неотектонических движений фиксирована на карте различными средними амплитудами деформаций и подтверждается геофизическими данными (Николаев, 1962).

Широтная полоса возвышенностей Сибирских Увалов характеризуется амплитудой суммарных движений более 100 м и увеличенными абсолютными отметками трендов. В восточной части Сибирских Увалов, в верховьях р.Таза, амплитуды трендов составляют 120 м, в западной - 80-100 м. С увеличением абсолютных отметок трендов сложных пластовых равнин, плато юго-восточной и западной частей амплитуды неотектонических деформаций увеличиваются до 150 м, а иногда до 200 м.В общем структурным формам равнины присущ небольшой размах движений, несколько увеличивающийся к периферийным частям. Для Тургайского прогиба характерны положительные неотектонические деформации порядка 200-250 м - для средней части, представленной так называемым Кустанайским валом. В сторону Западно-Сибирской и Туранской плит интенсивность поднятий уменьшается.

Следующая ступень в амплитудах неотектонических деформаций соответствует Казахскому мелкосопочнику. Неодинаковое поднятие его западной части до 300 м и восточной - до 700 м и более отражено в абсолютных отметках трендов, характере распределения уклонов и в амплитудах трендов, которые для западной части составляют 150-250 м, а для восточной - 400 м и более. Широтно ориентированное Кокчетавское поднятие характеризуется амплитудой суммарных положительных движений до 400 м. Это является свидетельством большой подвижности и дифференцированности неотектонических движений в пределах молодых щитов. Характерной чертой палеозойской складчатой области Казахского щита является небольшой денудационный срез, в связи с чем на поверхности оказываются породы слабометаморфизованные, с разнообразным литологическим составом, которые способствуют проявлению процессов избирательной денудации (Криволуцкий, 1971). При интерпретации трендов это обстоятельство необходимо учитывать, так как экзогенная составляющая может играть большую роль в распределении уклонов трендов и характере изменения абсолютных отметок как вершинного, так и

базисного трендов. Слабое проявление движений характерно для гор Бырранга, соответствующих герцинской складчатой зоне. Неравномерные, глыбового характера движения отмечаются для всего среднегорного рельефа, наиболее интенсивные в восточной и южной частях – до 800 и 400 м – в западной. На значительной территории Таймырского полуострова слабые поднятия еще не компенсировали предшествующего опускания (Николаев, 1962). Областью слабого горообразования является и Енисейский кряж – участок омоложенных гор Сибирской платформы со средними амплитудами неотектонических деформаций до 700 м и более. О слабом горообразовании свидетельствуют и большая амплитуда трендов, и разность абсолютных отметок вершинного и базисного трендов, составляющая 500 м.

Такая разница характерна для структур Тунгусского бассейна и Алданского нагорья Сибирской платформы. Для остальной территории платформы разница составляет для гор Иркутского амфитеатра – 300–400 м, для Центральноякутской низменности – 80–120 м и увеличивается до 1000 м на плато Путорана. Амплитуда новейшего поднятия на Путоранском своде является максимальной для Сибирской платформы (800–1000 м). Во внутренних районах платформы поднятие в новейшее время составляет 150–300 м, а на окраинах увеличивается до 500–700 м (Коржуев, 1974).

Крупной структурой, испытавшей в новейший этап развития преимущественное опускание, является Центральноякутская аккумулятивная низменность (см. рис.20). В трендах, как и в рельефе, она выражена довольно однообразно плоской заболоченной равниной, небольшая разница между трендами свидетельствует о неглубоко врезанной речной сети. Часть низменности, относящаяся к нижнему течению Алдана, испытала опускания с амплитудой 1000 м, а окружающие районы – почти постоянную тенденцию к поднятию (Адаменко, 1971).

Дифференцированный характер проявления неотектонических движений, их ритмичность, разная амплитуда создали в условиях инверсионного режима Западно-Сибирской платформы низкую Западно-Сибирскую равнину со структурно-денудационными плато, приподнятыми пластовыми и аккумулятивными равнинами разного генезиса. В условиях же поднятий Сибирской платформы или Казахского щита преобладают высокие равнины и структурно-денудационные плато на горизонтально лежащих осадочных отложениях или горизонтальных и

полого падающих пластах интрузивных и эффузивных пород. Указанные особенности проявления неотектонических движений и привели к обособлению двух геоморфологических типов равнин материковых платформ – низких и высоких (Николаев, 1962; Мещеряков, 1965). В пределах платформ выделяются и остаточные горы, такие как Енисейский кряж или горы Бырранга, которые оказались омоложенными низкими горами с проявлением более интенсивных поднятий и с относительно увеличенными градиентами движений. Их морфологическая выраженность читается в трендах и отчетливо проявляется на графике амплитуд неотектонических деформаций.

Область интенсивного горообразования включает горы южной Сибири, Прибайкалье и Забайкалье (области УІ и УП см. на рис. 20) с разделяющими их предгорными и межгорными понижениями.

Создание основных черт современного рельефа связано с деформацией мел-палеогеновой поверхности выравнивания, которая имела почти повсеместное распространение. Последующие интенсивные восходящие движения сводового и блокового характера усложнили структуру гор Южной Сибири и обусловили распределение областей деструкции и аккумуляции.

Крупнейшие неотектонические структуры Алтае-Саянской горной области различаются по амплитуде деформаций, размерам и морфологической выраженности. Наиболее контрастно выделяется Южно-Алтайское глыбовое поднятие с амплитудой до 2500 м и самыми высокими абсолютными отметками вершинного тренда. Максимальные величины разности трендов составляют 2000–2600 м. Алтайское поднятие имеет ступенчатое строение, выражающееся в трендах несколькими субширотными высотными ступенями (в м): 2000–1600; 1600–1100, 1100–700, хорошо согласующимися с уменьшением в пределах ступеней амплитуды поднятий. Самая низкая северо-алтайская ступень образует "фас Алтая", который служит его северной границей.

Сводово-глыбовое поднятие Западного Саяна морфологически выражено северо-восточной, а к югу – субширотной системой поднятий с амплитудами 1500–2000 м, с уменьшением абсолютных отметок трендов и уклонов в сторону наиболее крупных Минусинских и Тувинских впадин. Шапшальское и Танну-Ольское глыбовые поднятия характеризуются амплитудой до 1500 м и выражены в трендах единой структурой. Между Западным Саяном и Танну-Ольским поднятием выделяется Хемчикско-Тувинский прогиб, состоящий из Хемчикской и

Тувинской впадин с разницей вершинного и базисного трендов до 600 м. Сводово-глыбовое поднятие Восточного Саяна простирается в северо-восточном направлении и имеет амплитуду 1500-2000 м. Из Восточно-Тувинских поднятий на схеме показано нагорье Сангилен с разницей трендов 1000-1200 м и с амплитудой поднятия до 1500 м. Среди них на трендах выделяется и поднятие Академика Обручева с разницей трендов до 1300 м – наибольшей для структур Восточно-Тувинской системы поднятий. Разница в трендах от 300 до 400 м характерна для впадин Минусинского прогиба. Кузнецкий прогиб, хотя и не выражен четко в трендах, характеризуется низкими абсолютными отметками трендов и небольшой разницей в 200-300 м. Четкую морфологическую выраженность во всех показателях имеет северо-восточная часть Салаирского поднятия с амплитудой неотектонических деформаций до 200 м.

Часть высокоподнятого Центральноазиатского пояса представляют линейно вытянутые в северо-восточном направлении хребты и разделяющие их впадины Прибайкалья и Забайкалья, а также горы и равнины Дальнего Востока (УП и УШ области см. на рис.20). Если сравнивать амплитуды поднятий Алтая, Тувы, Прибайкалья и Забайкалья, то наибольшая дифференциация движений, о которой можно судить по абсолютной высоте трендов и по разнице между ними, свойственна Прибайкалью, несмотря на более низкие абсолютные отметки трендов, чем на Алтае. О высокой активности тектонических движений с амплитудами 2000-3000 м и более свидетельствуют факты формирования рифтовых впадин байкальского типа, приуроченность тектонических разломов к отрицательным формам рельефа, современные и голоценовые признаки деформаций, сейсмическая активность территории, аномальные магнитное и гравитационные поля, описанные А.П.Булмасовым и Н.А.Флоренсовым (Николаев, 1962).

Высоты суммарных поднятий и амплитуды неотектонических деформаций уменьшаются к северу к зоне платформенного режима Северо-Байкальского и Патомского нагорий. Эти структуры не обособлены в трендах в качестве самостоятельных крупных форм рельефа и, вероятно, прав А.Г.Золотарев (1974), выделяющий в Приленской зоне единое Байкало-Патомское нагорье. Даурский свод Центрального Забайкалья является в трендах наиболее приподнятым с амплитудами деформаций более 2000 м, далее на юго-восток поднятие Шилкинско-Аргунского свода характеризуется амплитудами вдвое меньшими

до 1000 м, согласуясь с более низким положением трендов. Если в Алтае-Саянской области градиенты движений небольшие, то в горах Прибайкалья и Забайкалья происходят быстрые изменения знака, амплитуды и режима неотектонических деформаций.

Среди горных сооружений Дальнего Востока наибольшая контрастность движений наблюдается в Ям-Алинь-Буреинской горной области. О ней можно судить по амплитудам неотектонических деформаций до 2000 м (см. рис.20) и по наличию в этой области глубоких межгорных впадин с мощными толщами рыхлых отложений. Общее поднятие Станового нагорья составляет 1000 м, хотя на трендах отчетливо видна разбитость нагорья на отдельные блоки с разной дифференциацией новейших движений. Сводовое поднятие Сихотэ-Алиня не превышает 1500 м. На северном его продолжении - Нижнеамурских горах величина поднятий еще меньше (600 м). По данным Е.П.Денисова и Р.И.Никоновой, скорость поднятия Южного Приморья достигает 10-12 см в 100 лет, а в горах Сихотэ-Алиня и более значительной величины (Николаев, 1962). Деформации Зейско-Буреинской аккумулятивной равнины составляют 0-100 м с увеличением в обрамляющих низкогорных массивах до 300-500 м, что отражается в разности трендов от 100 м - в нижнем течении Зеи до 300 м - по обрамлению. В различных частях всей горной области омоложены разломы разных направлений, осложняющих общую структуру в виде сложной мозаики блоков (Пиотровский, 1968; Воскресенский, 1968).

Разломы контролируют и все крупные тектонические и морфологические элементы Верхояно-Чукотской горной области. Это обстоятельство, отмеченное С.В.Обручевым в 40-е годы, явилось причиной интенсивного проявления складчато-глыбовых движений с четко прослеживаемым сводовым характером. Так, сводовое поднятие Верхоянского хребта осложнено складчато-глыбовыми движениями вдоль поперечных глубинных разломов. Наибольшей интенсивности и амплитуды сводово-глыбовые движения достигают в хребте Черского, в местах сочленения с Колымским и Охотским срединными массивами (Коржуев, 1974). Крупное сводовое поднятие гор Сунтар-Хаята характеризуется амплитудами 1500 м, такая же амплитуда наблюдается в хребте Сарычева и горной цепи Черского. С амплитудами согласуются абсолютные отметки вершинного тренда и разница с базисным, составляющим для Сунтар-Хаята и Сетте-Дабана 1000-1400 м, а для хребта Сарычева и цепей Черского - 1100-1600 м. Слабо дифферен-

цированными движениями характеризуются Яно-Оймяконское и Анадырское плоскогорья с амплитудами 1000 м. Ряд равнин, объединенных в Восточно-Сибирскую низменность, испытал небольшие по амплитуде и интенсивности прогибания, судя по мощности (не более 200 м) неоген-четвертичных отложений. К концу позднечетвертичного времени опускание сменилось повсеместным поднятием небольшой амплитуды, судя по разности трендов, фиксирующих глубину врезания рек.

Небольшие амплитуды деформаций характерны для Нижнеанадырской низменности Корякско-Камчатской горной области. Сходство рельефа Восточно-Сибирской и Нижнеанадырской низменностей обнаружено Ю.П.Барановой (1967). Аккумулятивный рельеф этих крупных тектонических впадин характеризуется распространением ледниковых и водно-ледниковых форм и термокарста. Амплитуды неотектонических деформаций и абсолютные отметки трендов Нижнеанадырской впадины и области северных низин Верхояно-Колымской горной области сопоставимы между собой. Тектоническая подвижность Корякского нагорья оценивается амплитудами деформаций порядка 1500 м. Зонами устойчивых поднятий с амплитудами 1000–1200 м являются Срединный и Восточный хребты Камчатки. Суммарная амплитуда поднятия уменьшается к северу до 500 м. В центральных частях Восточного хребта поднятие осложнено грабенообразными опусканиями, связанными с широтными разломами. Проявление вулканизма и повышенной сейсмичности Камчатки свидетельствует об интенсивности и большой амплитуде новейших и современных движений во всей области кайнозойской складчатости с характерными высокими градиентами трендов.

Таким образом, абсолютные высоты трендов, их разница и характер распределения уклонов характеризуют амплитуды новейших тектонических движений крупных структурных форм. Это объясняется тем, что в трендах снята экзогенная моделировка, которая отражается на более мелких формах и элементах рельефа и в рисунке трендов низких порядков. Карты со снятой экзогенной составляющей Н.В.Башенина называет картами идеального или восстановленного тектонического рельефа. Безусловно, связь с амплитудами неотектонических движений показана крайне упрощенно, что объясняется высоким порядком тренда. Для выяснения амплитуды неотектонических движений для структурных форм низких порядков требуется доказательство одновозрастности базисной поверхности.

С характером проявления неотектонических движений и прежде всего с их направленностью тесно связана потенциальная энергия. Энергия выступает как мера определенных видов геолого-географических взаимодействий (Круть, 1978). В геоморфологии под последними следует иметь в виду экзогенный и эндогенный факторы, результатом соотношения которых во времени и в пространстве является современный рельеф. Сближение базисной и вершинной поверхностей свидетельствует о низком гипсометрическом градиенте и связано с малой энергией рельефа. Основанием для такого суждения служит то обстоятельство, что каждый "гипсометрический уровень" отличается от выше- и нижележащего на величину потенциала гравитационного поля (Философов, 1975).

Форма рассмотренных уровней связана с характером распределения глубинных масс в гравитационном поле. Начальным уровнем этого поля можно считать базисную поверхность, которая при отсутствии тектонических движений имела бы форму сферы, концентрически облегавшей поверхность земного геоида. Именно поверхность геоида является предельной для развития вершинного и базисного уровней (Марков, 1948). Так, через вершинную и базисную поверхности намечается энергетический подход к развитию рельефа, и появляется возможность определения энергии рельефа по разнице между поверхностями, являющейся показателем взаимодействия эндогенных и экзогенных сил.

Корреляция вершинного и базисного трендов

Степень сходства двух трендов поверхности современного рельефа оценена с помощью корреляционного анализа. Теснота линейной корреляционной зависимости определена для одиннадцати тектоно-геоморфологических областей Сибири и Дальнего Востока. Вершинное и базисное поля высот заданы равномерной сетью точек 20х30 км. Задача корреляции решена по стандартной программе сотрудником Информационно-вычислительного центра ПГО "Красноярскгеология" Н.С.Маковской при участии В.С.Порядина. Программа предусматривает выдачу кроме коэффициента корреляции ряда статистических параметров: среднеарифметической высоты вершинной и базисной поверхностей $h_в$, $h_б$, амплитуды высот Δh, коэффициента вариа-

ции $V_в$, $V_б$, асимметрии $As_в$, $As_б$, эксцесса $Ex_в$, $Ex_б$, дисперсии $\sigma_в$, $\sigma_б$ (табл.4).

Среднеарифметическая высота отображает действие в рельефе основных рельефообразующих факторов. Вместе с амплитудой высот эти два показателя можно рассматривать как относительную характеристику потенциальной энергии рельефа, которая затрачивается на перемещение материала с высоких на более низкие гипсометрические уровни. Поскольку это перемещение происходит в поле силы тяжести, то величина потенциальной энергии зависит от высоты и амплитуды высот ("разность потенциалов" в терминологии А.Д.Арманда или "разность геопотенциалов" в терминологии В.П.Философова). Высокая потенциальная энергия характерна для Горного Алтая, Западного Саяна, Станового нагорья. О средней напряженности свидетельствуют абсолютные значения показателей для гор и равнин Дальнего Востока, Забайкалья, плато Путорана, Шилко-Аргунской зоны Восточного Забайкалья, Яно-Индигирского нагорья. Остальные области характеризуются низкой напряженностью (см. графы 2,3,4, табл.4). Коэффициент вариации в процентах не несет определенной геоморфологической информации. Можно только заметить, что в подавляющем большинстве случаев высоты вершинной поверхности варьируют сильнее, чем высоты базисной. Положительный знак асимметрии свидетельствует о том, что в рельефе вершинной и базисной поверхностей преобладают высоты, меньшие математического ожидания. Положительная асимметрия характерна для базисной поверхности всех проанализированных участков рельефа. Резкая положительная асимметрия отмечается для базисной поверхности Люлим-Ворской возвышенности, для всех остальных районов значение показателя, близкое к О, свидетельствует о распределении высот, близком к симметричному. Симметричным можно считать и распределение высот вершинной поверхности, за исключением Люлим-Ворской возвышенности. Отрицательная асимметрия вершинной поверхности Горного Алтая, Западного Саяна и плато Путорана свидетельствует о преобладании высот, превышающих среднюю. Положительный эксцесс базисной поверхности гор и равнин Дальнего Востока, Станового нагорья и вершинной поверхности Забайкалья (графы 9 и 10, табл.4) указывает на преобладание средних и близких к средним высотам. Во всех остальных случаях отрицательные значения эксцесса связаны с различной степенью расчлененности рельефа вершинной и базисной по-

Таблица 4

Статистические показатели вершинного и базисного трендов

Тектоно-геоморфологические районы	r	h_o	$h_в$	Δh	$h_б$	$h_в$	$As_б$	$As_в$	$Ex_б$	$Ex_в$	$\sigma_б$	$\sigma_в$
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	I0	II	I2
Ишимская и Северо-Казахстанская наклонные равнины	0,96	278	425	I47	68	70	+0,75	+0,88	-0,07	+0,03	I89	297
Яно-Индигирское нагорье	0,86	3I6	924	608	86	63	+0,60	+0,I9	-0,70	-0,80	272	586
Среднеобская низменность	0,86	57	9I	34	48	33	+0,35	+0,II	-0,99	-0,55	27	30
Горный Алтай и Западный Саян	0,8I	9I2	228I	I370	60	45	+0,68	-0,I8	-0,45	-0,97	549	I048
Плато Путорана	0,74	204	749	545	63	36	+0,39	-0,8I	-0,45	+0,22	I29	275
Горы и равнины Дальнего Востока	0,74	255	I092	837	85	55	+0,97	+0,22	+0,40	-0,83	2I8	602
Становое нагорье	0,72	423	I429	I000	49	42	+0,90	+0,22	+0,69	-0,82	208	6I2
Центральноякутская низменность	0,53	I85	357	I72	37	3I	+0,37	+0,24	-0,84	-0,38	68	II3
Забайкалье (центральное и западное)	0,49	760	I433	673	23	32	+0,48	+0,99	-0,I3	+0,60	I77	466
Шилко-Аргунская зона восточного Забайкалья	0,44	599	I0I3	4I5	I3	23	+0,50	+0,I4	-0,37	-I,I2	78	235
Люлим-Ворская возвышенность	0,29	48	I42	94	80	63	+5,20	+3,70	-	-	38	89

верхностей. Причем, каждому типу распределения высот соответствует определенная область значений эксцесса (Порядин, 1985). Необходимо заметить, что по значениям асимметрии и эксцесса можно судить о степени выработанности рельефа. Равновесное состояние рельефа характеризуется симметричным распределением высот относительно средней высоты и положительным эксцессом, неравновесное – отрицательным эксцессом и отрицательной асимметрией.

Энергетическими характеристиками рельефа является дисперсия наряду со среднеарифметической высотой и амплитудой высот, их тесная связь четко прослеживается в таблице. Наибольшая амплитуда высот и самые высокие значения дисперсии характерны для базисной и вершинной поверхностей Горного Алтая и Западного Саяна, причем дисперсия вершинной поверхности вдвое больше, чем базисной (графы II и I2). Вычисленные статистические показатели дают не только определенное представление о характере рельефа двух трендов, но и позволяют судить о потенциальной энергии рельефа и направленности его развития.

Рассчитанные коэффициенты корреляции вершинной и базисной поверхностей (графа I) изменяются в широких пределах. Самая тесная линейная связь с абсолютным значением коэффициента корреляции 0,96 характерна для Ишимской и Северо-Казахстанской наклонных равнин. По значению коэффициента корреляции от 0,86 до 0,72 тесная линейная связь намечается для вершинной и базисной поверхностей Яно-Индигирского нагорья, Среднеобской низменности, Горного Алтая и Западного Саяна, плато Путорана, гор и равнин Дальнего Востока, Станового нагорья. Низкие значения коэффициента корреляции от 0,53 до 0,29 для поверхностей Центральноякутской низменности, Забайкалья, Шилко-Аргунской зоны Восточного Забайкалья и Люлим-Ворской возвышенности свидетельствуют об отсутствии линейной связи.

Высокая корреляция вершинной и базисной поверхностей Ишимской и Северо-Казахстанской наклонных равнин объясняется унаследованным развитием их рельефа. Кроме этого, по значению коэффициента корреляции можно судить о степени компенсации тектонических движений денудацией. С увеличением недокомпенсации абсолютные значения коэффициента корреляции уменьшаются. Такой пример представляет Центральноякутская низменность, приуроченная к Вилюйской синеклизе и Предверхоянскому прогибу, с минимальной корреляцией.

Высокая корреляция вершинной и базисной поверхностей в случае компенсации тектонических движений процессами денудации вероятна и с аномалиями гравитационного поля, что наблюдается при равновесном развитии рельефа. Наличие такой связи дало основание Г.И.Худякову (1977) сформулировать "принцип гипсометрической корреляции рельефа", который проверен при оценке сохранности выровненного рельефа гор юга Дальнего Востока. Согласно этому принципу гармоничный рельеф фиксируется максимальной корреляцией вершинной и базисной поверхностей, дисгармоничный - минимальной корреляцией. В стохастических моделях было показано, что в процессе экзогенного рельефообразования корреляционная связь базисной и вершинной поверхностей стремится к прямой (см. рис.13).

При совместном изучении вершинной и базисной поверхностей следует отметить асинхронность их развития в пространстве и во времени, степень которого оценивается с помощью приведенных в табл.4 статистических параметров и коэффициентов корреляции. Базисная поверхность оказывается более подвижной по сравнению с вершинной. Асинхронность развития этих двух уровней проявляется тем.отчетливее, чем выше порядок тренда (Якименко, Порядин,1978; Якименко, 1984). Этот вывод был получен и при рассмотрении стохастических моделей рельефа, в которых базисная поверхность,тесно связанная с уровнем моря, выполняет регулирующее воздействие по линии обратной связи. Вершинная поверхность прямой связи с глобальным базисом денудации не имеет и поэтому развивается автономно.

Подобная закономерность подмечена рядом исследователей (Худяков, 1972; Тимофеев, 1974;1982,1984а; Философов, 1975; Ананьев, 1976; Флоренсов, 1978; Маккавеев, 1982; Дедков, Тимофеев, 1985 и др.). Г.И.Худяков (1972) отмечает, что на карте вершинной поверхности поднятие Сихотэ-Алинского горно-складчатого сооружения выражается контрастнее, чем на карте базисной поверхности высокого порядка. Это также является свидетельством автономности развития вершинной поверхности в условиях дисгармонического развития рельефа, когда вершинная поверхность выражает активно формирующуюся сводовую морфоструктуру Сихотэ-Алиня, а базисная отвечает системе невыработанных продольных профилей рек.

В.П.Философов (1975, с.173) объясняет консервативность вершинной поверхности тем, что изменение объема, а следовательно, и

высот, отстает от изменения плотности. "Базисные поверхности отражают современное состояние земной коры, а вершинные - прошлое состояние верхних частей тектоносферы". Можно согласиться с Г.И.Худяковым (1977), который считает, что форма вершинной поверхности в большей степени отражает тектоническую составляющую рельефообразования, а базисная - несет информацию о денудационно-аккумулятивной составляющей.

Следовательно, при гармоническом развитии рельефа вершинная поверхность имеет высокий коэффициент корреляции с базисной. Дисгармоничное развитие рельефа характеризуется слабым "приспособлением" вершинного уровня к базисному, низким коэффициентом корреляции и аномальными статистическими показателями. Этот вывод имеет принципиальное значение для понимания условий образования и преобразования земной поверхности тектоническими и денудационными процессами..

А.П.Дедков и Д.А.Тимофеев (1985), ссылаясь на О.Зеуффета, отмечают пространственные и временные различия в соотношении глубинной эрозии (линейной денудации), ведущей к долинообразованию и плоскостной эрозии (площадной денудации), осуществляющей выравнивание рельефа. Ю.П.Селиверстов оценивает скорости площадной денудации, линейной и склоновой как 1:100:1000, следовательно, "выравнивание поверхностей происходит со скоростями на два порядка меньшими, чем эрозионный врез в них и на три порядка медленнее склоновой денудации" (Сваричевская, Селиверстов, 1984, с.24).

Автономность рельефообразования вершинных поверхностей и является причиной сохранности в современном рельефе реликтовых форм (Ананьев, 1976). Средние скорости денудации суши при современной интенсивности экзогенных процессов оценены с помощью подсчета баланса твердого вещества в системе суша-океан, денудационный срез составляет 79 м в миллион лет (Маккавеев, 1982). Путь балансового расчета скоростей глобальной денудации считается перспективным (Тимофеев, 1984а). Не менее перспективной можно считать и возможность оценки скорости проявления экзогенных процессов и их соотношения с эндогенными с помощью корреляции двух трендов в различных тектоно-геоморфологических условиях.

Проанализированные одиннадцать тектоно-геоморфологических районов (см. табл.4) по степени гармоничного развития могут быть

поставлены в определенный ряд от Ишимской и Северо-Казахстанской наклонных равнин с максимальной корреляцией вершинной и базисной поверхностей до минимальной корреляции и дисгармоничного рельефа Люлим-Ворской возвышенности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

К изучению рельефа можно подходить с разных сторон. Наиболее развит историко-генетический подход, увлечение которым привело к тому, что пространственные и функциональные связи в рельефе изучены недостаточно. Это обстоятельство заставляет исследователей привлекать в геоморфологию методы, в первую очередь математические , из других областей знания.

В комплексе математических методов выделяются детерминистские и вероятностные. Основанием для применения в геоморфологии вероятностных методов служит представление о рельефе как о поле высот земной поверхности. Если поле представлено точками, то значение высоты как случайной величины в каждой точке будет характеризовать состояние поля. Любые количественные показатели рельефа могут рассматриваться в качестве случайных величин, и к их анализу можно подойти методами теории вероятностей. Изучая поведение той или иной переменной в пространстве и выявляя закономерное и случайное ее изменения, необходимо выяснить причины выявленных закономерностей и использовать их для объяснения неоднородности и изменчивости поля высот земной поверхности и зависимости от тектоно-геоморфологических условий.

Для изучения пространственных закономерностей в строении рельефа анализировались две поверхности, два геоморфологических уровня: вершинный и базисный. Выделение этих уровней и их совместный анализ предусматривают изучение в рельефе непрерывной составляющей. Непрерывность и дискретность геоморфологического пространства - два свойства, которые выступают в рельефе в единстве. Поэтому для понимания закономерностей строения и развития рельефа изучения одной дискретной составляющей недостаточно. Непрерывную модель рельефа можно изучать с помощью тренд-анализа.

Прежде всего необходимо отметить, что вершинный и базисный тренды независимо от метода, оказались устойчивыми, что свиде-

тельствует об отображении в их рисунке существенных, общих и закономерных черт строения двух поверхностей. Совместный анализ вершинного и базисного трендов показали на сложный и неоднозначный характер связи с геологической структурой на территории Сибири и Дальнего Востока.

В сложном характере связи геологической структуры и трендов Западно-Сибирской равнины выражается различная степень унаследованности развития рельефа обрамления и внутренних частей. В северной части равнины меридиональному простиранию структур фундамента подчиняется целый ряд новообразованных депрессий с низким положением вершинного и базисного трендов. В южной части равнины рисунок трендов отражает моноклинальный характер структур, выраженных наклонными равнинами.

Анализ трендов Сибирской платформы показывает отражение в их рисунке выходов на поверхность древних отложений и траппов, пластовой структуры платформенного чехла, направлений глубинных разломов различного возраста, подчеркивающих резкие границы Сибирской платформы и определяющих ориентировку складчатых систем обрамления.

В рисунках трендов гор Южной Сибири отражается разная степень дифференциации движений и унаследованности развития рельефа. Все крупные структурные элементы выражены в трендах гор и равнин Дальнего Востока. В Верхояно-Чукотской горной области отчетливо выделяется ось симметрии, справа от которой преобладают северо-западные направления хребтов Верхоянской системы и горной системы Черского, а слева - северо-восточное направление для гор Чукотской горной страны с секущими к этим двум направлениям на юге трендом Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, на севере - трендом обширной зоны низменностей Восточной Сибири. Прямое выражение в трендах находят структуры Анюйско-Чукотской и Корякско-Камчатской горных областей.

При изучении характера связи вершинного и базисного трендов с глубинным строением отчетливо проявился общий обратный характер связи рельефа с аномалиями силы тяжести в редукции Буге, повторяющий общепланетарную закономерность: увеличение мощности земной коры в областях с высоким уровнем трендов и уменьшение с низким их положением. Эта связь свидетельствует о том, что вершинный, базисный уровни и М существуют в поле силы тяжести и

подчиняются его законам. Форма рассмотренных уровней связана с характером распределения глубинных масс в гравитационном поле.

Наличие перечисленных связей трендов с глубинным строением и степени отражения в их рисунке геологической структуры позволяет полностью согласиться с представлением А.Е.Криволуцкого (1971) об объеме геоморфологической сферы, в которую включается и тектоносфера. "Основанием для включения последней в большую геоморфологическую сферу является её большая активность в морфоструктурной эволюции земной коры ... . Широкие границы геоморфологической сферы, имеющие мощность порядка 700 км, позволяют полнее охватить факторы геоморфогенеза, раскрыть его структуру и законы развития форм земной поверхности" (Криволуцкий, 1971, с.21).

С помощью корреляционного анализа сделана попытка сравнения и определения степени сходства двух трендов в различных тектоно-геоморфологических условиях. Значения коэффициентов корреляции двух трендов могут служить показателем динамики развития рельефа и степени компенсации тектонических движений денудацией. Наличие такой связи является основанием для проверки "принципа гипсометрической корреляции рельефа", согласно которому гармоничный рельеф фиксируется максимальной корреляцией трендов, дисгармоничный - минимальной.

О таком характере связи свидетельствует динамическая стохастическая модель рельефа как системы базисной и вершинной поверхностей. Развитие рельефа под действием экзогенно-тектонических геологических процессов проходит разные стадии, в том числе и стадию устойчивого динамического равновесия, для которой необходимо условие постоянства скорости тектонических движений. Тенденция к динамическому равновесию характеризуется близкой к прямой связью вершинного и базисного трендов. Этот вывод, подтвержденный вычислительными коэффициентами корреляции, дает возможность судить о близости рельефа к динамическому равновесию и о средней скорости и интенсивности тектонических движений, участвующих в формировании рельефа земной поверхности.

Заслуживает внимания и вывод об асинхронности развития вершинного и базисного уровней в рельефе. Если рассматривать рельеф как систему автоматического регулирования, то базисная и вершинная поверхности в зависимости от того, в какой зоне морфогенеза

происходит рельефообразование, играют различную роль. В зоне денудации (рельеф суши) базисная поверхность, связанная с глобальным базисом денудации – уровнем мирового океана, оказывает регулирующее действие на рельеф, вершинная, как более автономная, изменяется только под влиянием базисной. В зоне аккумуляции (рельеф морского дна) вершинная и базисная поверхности меняются ролями: первая оказывается регулирующей, вторая возмущающей. Следовательно, рельеф обладает свойствами самонастраивающейся (адаптивной) системы, способной при изменении условий рельефообразования изменять режим функционирования и перестраивать свою структуру.

Наиболее древние поверхности, вероятно, сохраняются в условиях платформенного режима. Так, на Алданском щите сохранились остатки позднемеловой денудационной поверхности. Ю.А.Мещеряков объясняет факт сохранения в рельефе платформ древних поверхностей на водоразделах неравномерностью процессов денудации. "Денудация платформ происходит не путем общего равномерного снижения их поверхности. Эрозионные процессы локализуются вдоль стволов речной сети, так что при глубоком эрозионном расчленении плато эффект поднятия как бы компенсирован только в пределах каньонов, тогда как поднятие междуречных пространств будет оставаться некомпенсированным весьма длительное время" (Мещеряков, 1981, с.83).

Неравномерность процесса денудации в верхних и нижних частях гидрографической сети создает условия для длительной консервации древних поверхностей аккумулятивного или денудационного происхождения. Таким образом, степень компенсации поднятия в пределах речных долин и на водоразделах можно оценить с помощью коэффициента вершинного и базисного трендов. Концепция автономного развития водоразделов имеет не только теоретическое, но и прикладное значение, поскольку позволяет по-иному подходить к задачам поисков полезных ископаемых, приуроченных к сохранившимся водоразделам.

Вершинные и базисные тренды являются математическими моделями поверхности современного рельефа, пусть не совсем точными, а только приблизительными. "Строить такие модели мы вынуждены не столько для однозначного ответа на поставленный вопрос, сколько для ориентировки в явлении" (Грекова, 1976, с.108). При изложении общих соображений по поводу интерпретации трендов, наиболее

обоснованным оказался энергетический подход, который заключается в выяснении способа подвижного равновесия форм рельефа и выражается соотношением тектонических и денудационных процессов (Флоренсов, 1978). Количественно оценить это соотношение можно через объем материала, заключенного между двумя трендами. О направленности развития рельефа удается судить по корреляции вершинного и базисного трендов. Эти признаки можно использовать не только при выделении геоморфологических формаций, но и при их сравнении друг с другом.

Тренды могут оказаться полезными и при решении чисто картографических задач, а именно – вопросов целевой генерализации. Статистический анализ числовых данных о рельефе как определенная форма обработки и преобразования картографической информации создает особую форму генерализации – целевую, так как проводится с определенной конкретной целью выявить общие региональные закономерности в строении рельефа.

Необходимо иметь в виду, что для такой большой территории, как рассмотренная в работе, тренд-анализ проводится впервые, поэтому не все методические трудности удалось преодолеть уже сейчас. Основная трудность заключается в выборе вида преобразования при сглаживании. Выбирая для аппроксимации полиномы, нужно было бы убедиться до сглаживания, что полиномиальная функция и определенная степень полинома точнее всего описывает имеющуюся зависимость. Критерия для выбора подходящей функции пока не существует. В связи с этим встает вопрос о минимальном числе параметров для получения необходимой поверхности. На методические трудности тренд-анализа и неясность истолкования полученных закономерностей указывают большинство исследователей, занимающихся этим анализом в геологии десятки лет. В геоморфологии опыт применения процессов и методов сглаживания невелик, а трудности остаются те же.

Эти нерешенные вопросы, а также трудоемкая вычислительная работа заставляют исследователей пользоваться при сглаживании методом скользящего среднего. Понятно, что полученные закономерности в значительной мере зависят от интервала сглаживания. Поэтому поверхности трендов, построенные методом скользящего среднего всегда в большей или меньшей степени будут близки к реально существующим поверхностям в рельефе. Поскольку рисунок этих по-

верхностей привычнее, чем трендов, построенных методом аппроксимации, а уровень нашего знания таков, что нам легче их интерпретировать, то можно было бы остановиться на методе скользящего среднего и рекомендовать его для тренд-анализа. Нам представляется, что такой выбор был бы неверным. Правильнее было бы сказать, что тренд-анализ выводит геоморфолога на новый уровень исследования, к которому он полностью не готов. Первым толчком в этом направлении послужили материалы, полученные из космоса. Непривычная большая обзорность космических снимков, а также естественная генерализация частных особенностей строения рельефа сделали их ценным материалом при изучении пространственных закономерностей разных масштабов.

Проведенный опыт представляет и определенный методический интерес, поскольку, пользуясь одинаковым шагом осреднения, двумя независимыми методами удалось получить два разных уровня обобщения вершинной и базисной поверхностей. Представляется, что аппроксимируя поверхность современного рельефа полиномами 3-й степени, мы вышли на более высокий уровень и получили пространственные закономерности более высокого порядка по сравнению с методом скользящего среднего.

Тогда этим объясняется отсутствие на трендах северного и среднего Верхоянья как крупных положительных форм рельефа. Здесь интересно отметить, что эта часть Верхоянской горной системы не отражается в строении земной коры (Штех, 1967). Значения мощности земной коры Вилюйской синеклизы (25-27 км) прослеживаются в пределах Верхоянской складчатой зоны без изменения. Область повышенной мощности коры проходит через южные хребты Верхоянской горной системы и выходит в верховья Индигирки, где мощность доходит до 45 км. По мнению Г.И.Штеха, это указывает на независимость современных подкоровых процессов от древнего структурного плана. Несмотря на то, что образование Верхоянья сопровождалось подтоком подкорового вещества, "дефицит массы под ним не был полностью компенсирован, и сохранился отрицательный баланс вещества. Возникла положительная форма рельефа, но остались отрицательные аномалии силы тяжести" (Коржуев, 1974, с.125).

Исходя из такого объяснения мы можем предположить, что чем выше порядок тренда, тем более глубинную природу имеют вскрываемые закономерности. Здесь напрашивается аналогия с космическими

снимками, для которых теперь стало очевидным, что с уменьшением масштаба снимков (чем выше над землей) больше проявляется связь с глубинным строением земной коры. Это требует подтверждения, которое пока не может быть выполнено из-за отсутствия необходимых геофизических данных. Отрывочные геофизические данные, имеющиеся для данной территории, позволяют высказать предположение и видеть в характере строения вершинной и базисной поверхностей общие закономерности глубинного строения земной коры.

Представляется, что тренд-анализ явится источником новых знаний о современном рельефе. Доказательством этому служит опыт применения его в геоморфологии и многочисленные примеры практического использования поверхностей тренда в геологии.

ЛИТЕРАТУРА

АДАМЕНКО О.М. Морфоструктура Сибирской платформы. – Геоморфология, 1971, № 1, с.11–15.

АНАНЬЕВ Г.С. Динамическая геоморфология. Формирование вершинных поверхностей. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. 173 с.

АРМАНД Л.Д. Модели и информации в физической географии. М.: Знание, 1971. 125 с.

АРОНОВ В.И. Методы математической обработки геологических данных на ЭВМ. М.: Недра, 1977, с.6–113.

АРХИПОВ С.А., ВДОВИН В.В., МИЗЕРОВ Б.В., НИКОЛАЕВ В.А. Западно-Сибирская равнина. М.: Наука, 1970. 279 с.

АСЕЕВ А.А., АЛЕКСАНДРОВ С.М., БЛАГОВОЛИН Н.С. О геоморфологических системах. – В кн.: Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа. Новосибирск: Наука, 1982, с.4–9.

АСЛАНИКАШВИЛИ А.Ф. Метакартография. Тбилиси: Мецниереба, 1974. 125 с.

БАРАНОВА Ю.П. Развитие морфоструктур Северо-Востока Сибири в мезозое и кайнозое. Новосибирск: Наука, 1967. 84 с.

БЕРЛЯНТ А.М. Опыт количественного изучения неотектоники путем морфометрической реконструкции первичного рельефа. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1965, № 1, с.107–115.

БЕРЛЯНТ А.М. Картографический метод исследования природных явлений. Практическое пособие. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. 75 с.

БИРЮКОВ Б.В. Кибернетика и методология науки. М.: Наука, 1974. 414 с.

БОРСУК О.А., СПАССКАЯ И.И., ТИМОФЕЕВ Д.А. Вопросы динамической геоморфологии. М.: ВИНИТИ, 1977, с.148–169. (Итоги науки и техники. Сер. Геоморфология , т.5).

БУНГЕ В. Теоретическая география. М.: Прогресс, 1967.279 с.

БУСАЛАЕВ И.В. Применение стохастических дифференциальных уравнений в геоморфологии. – Геоморфология, 1972, № 1, с.100–106.

БУТАКОВ Г.П. Опыт математической характеристики формы продольного профиля рек. – Геоморфология, 1970, № 4, с.74–79.

ВАРЛАМОВ И.П., ЛИМЕНКО Э.Л. Результаты изучения корреляционных связей ряда структурных горизонтов центральной части За-

падно-Сибирской низменности. – В кн.: Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1975, с.14–18.

ВЕРХОВСКАЯ Л.А. Методы измерения автокорреляционных свойств геохимического поля при решении поисковых задач (обзор). М.: ВИЭМС, 1981. 40 с.

ВЕРХОВСКАЯ Л.А., СОРОКИНА Е.П. Математическое моделирование геохимического поля в поисковых целях. М.: Недра, 1981. 186 с.

ВОЛКОВ Н.Г. К методике тектонического анализа продольных профилей рек. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1964, № 2, с.125–133.

ВОРОНОВ П.С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968. 123 с.

ВОСКРЕСЕНСКИЙ С.С. Геоморфология СССР. М. Высшая школа, 1968. 368 с.

ВОТАХ О.А. Введение в геотектонику. Новосибирск: Наука, 1985. 181 с.

ГЕРАСИМОВ И.П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождения. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 100 с.

ГЕРАСИМОВ И.П. Структурный анализ рельефа и его содержание. – В кн.: Методы геоморфологических исследований. Новосибирск: Наука, 1967, с.7–15.

ГЕРАСИМОВ И.П. Современные рельефообразующие экзогенные процессы: уровень научного познания, новые задачи и методы исследования. – В кн.: Современные экзогенные процессы рельефообразования. М.: Наука, 1970, с.7–14.

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ И РЕЛЬЕФ ДНА ОКЕАНОВ. Л.: Недра, 1979. 295 с.

ГРАЧЕВ А.Ф. Момский материковый рифт (Северо-Восток СССР). – В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Вып.8. М.: Наука, 1973, с.6–18.

ГРАЧЕВ А.Ф., МИШИН В.И. Построение карт новейшей тектоники на основе тренд-анализа. – Геоморфология, 1975, № 2, с.63–69.

ГРЕКОВА И. Методологические особенности прикладной математики на современном этапе ее развития. – Вопросы философии, 1976, № 6, с.4–10.

ГРИЦЮК Я.М. Вершинное гипсометрическое поле горно-складчатых областей и его тектоническая интерпретация. – В кн.: Геотектоническое строение западной части Алтае-Саянской области. Новокузнецк, 1977, с.18–19.

ДЕВДАРИАНИ А.С. Кинематика рельефа. – В кн.: Вопросы географии. Вып.21. М.: Географгиз, 1950, с.55–85.

ДЕВДАРИАНИ А.С. Количественные методы в изучении рельефа. – В кн.: Вопросы географии. Вып.63. М.: Географгиз, 1963, с.5–11.

ДЕВДАРИАНИ А.С. Измерение перемещений земной поверхности. М.: Наука, 1964. 244 с.

ДЕВДАРИАНИ А.С. Математические методы. Вып.1. М.: ВИНИТИ, 1966. 142 с. (Итоги науки. Сер. Геоморфология).

ДЕВДАРИАНИ А.С. Математический анализ в геоморфологии. М.: Недра, 1967. 155 с.

ДЕДКОВ А.П., ТИМОФЕЕВ Д.А. Основные достижения и проблемы климатической геоморфологии. – В кн.: Основные проблемы теоретической геоморфологии. Новосибирск: Наука, 1985, с.21–31.

ДЕМЕК Я. Теория систем и изучение ландшафта. М.: Прогресс, 1977. 281 с.

ДЕМЕНИЦКАЯ Р.М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 223 с.

ДОБРЕЦОВ Н.Л., ЗУЕНКО В.В., ШЕМЯКИН М.Л. Статистические методы в геологии. Новосибирск: Наука, 1974. 141 с.

ДЭВИС В.М. Геоморфологические очерки. Л.: ИЛ, 1962. 190 с.

ДЭВИС Дж. Статистика и анализ геологических данных. М.: Мир, 1977. 571 с.

ЕРМОЛОВ В.В. Генетически однородные поверхности в геоморфологическом картировании. Новосибирск: Наука, 1964. 39 с.

ИВАНОВ П.В. Метод количественной характеристики продольного профиля реки. – Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1951, вып.83, № 6, с.584–594.

ЗОРИН Ю.А. Глубинное строение и рельеф (на примере Восточной Сибири). – В кн.: Эндогенное рельефообразование. М.: Наука, 1976, с.246–259.

ЗОЛОТАРЕВ А.Г. Рельеф и новейшая структура Байкало-Патомского нагорья. Новосибирск: Наука, 1974. 120 с.

КАЗАНСКИЙ Б.А. Применение энергетического принципа к решению некоторых задач геоморфологии. Автореф. канд. дисс... Владивосток, 1974. 28 с.

КАРТАШОВ И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. М.: Наука, 1972. 184 с.

КАШМЕНСКАЯ О.В. О динамической классификации горной геомор-

фологической системы. – В кн.: Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975, с.68–72.

КАШМЕНСКАЯ О.В. О некоторых проблемах системного подхода в геоморфологии. – В кн.: Методологические проблемы научного познания. Новосибирск: Наука, 1977. 197 с.

КАШМЕНСКАЯ О.В. Теория систем и геоморфология. Новосибирск: Наука, 1980. 120 с.

КОРЖУЕВ С.С. Морфотектоника и рельеф земной поверхности. М.: Наука, 1974. 260 с.

КОСЫГИН Ю.А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 215 с.

КРАМБЕЙН У., ГРЕЙБИЛЛ Ф. Статистические модели в геологии. М.: Мир, 1969. 396 с.

КРИВОЛУЦКИЙ А.Е. Жизнь земной поверхности (проблемы геоморфологии). М.: Мысль, 1971. 407 с.

КРУТЬ И.В. Введение в общую теорию Земли. М.: Мысль, 1978. 367 с.

КУРАЖКОВСКАЯ Е.А., ФУРМАНОВ Г.Л. Философские проблемы геологии. М.: Изд. Моск. ун-та, 1975. 139 с.

КУЧАЙ В.К. Тектоника и геометрия. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 7, с.153–156.

ЛАСТОЧКИН А.Н. Системно-структурная ориентация геоморфологического картографирования. – Геоморфология, 1984, № 2, с.47–56.

ЛЕВИТИН К.Е. Геометрическая рапсодия. М.: Знание, 1984. 176 с.

ЛИЧКОВ Б.Л. К основам современной теории Земли. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1965. 119 с.

ЛЮБИЩЕВ А.А. Проблемы формы, систематики и эволюция организмов. М.: Наука, 1982. 277 с.

ЛЮСТИХ Е.Н. Изостазия и изостатические гипотезы. – Тр.геоф. ин-та АН СССР, 1957, № 38. 167 с.

МАККАВЕЕВ Н.И. Сток и русловые процессы. М.: Изд. Моск. ун-та, 1971. 115 с.

МАККАВЕЕВ Н.И. Некоторые особенности эрозионно-аккумулятивного процесса. – В кн.: Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981, вып.8, с.8–16.

МАККАВЕЕВ Н.И. Образование глобального пенеплена. – В кн.: Основные направления развития геоморфологической теории. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982, с.88–91.

МАРКОВ К.К. Основные проблемы геоморфологии. М.: Географгиз, 1948. 343 с.

МЕЩЕРЯКОВ Ю.А. Полигенетические поверхности выравнивания. – В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964, с.9–22.

МЕЩЕРЯКОВ Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965. 390 с.

МЕЩЕРЯКОВ Ю.А. Избранные труды. Рельеф и современная геодинамика. М.: Наука, 1981. 277 с.

МОЛЧАНОВ А.К. К изучению характерных предельных углов склонов на юге Бурятской АССР. – В кн.: Методы геоморфологических исследований. Новосибирск: Наука, 1967, с.134–143.

НИКОЛАЕВ В.А. Идеи М.А.Усова в геоморфологии и геологии четвертичных отложений. – В кн.: Научное наследие М.А.Усова и его развитие. Новосибирск: Наука, 1984, с.177–189.

НИКОЛАЕВ Н.И. Неотектоника и её выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 392 с.

НИКОЛАЕВ Н.И. О содержании и основных задачах геоморфологии. – Геоморфология, 1976, № 4, с.23–46.

НИКОЛАЕВСКИЙ А.А. Современный рельеф поверхности Мохоровичича по геофизическим данным. – Тр. СВКНИИ, вып.II. Магадан, 1964, с.131–149.

ПЕНК В. Морфологический анализ. М.: Гос.изд. геогр. лит-ры, 1961. 359 с.

ПИОТРОВСКИЙ М.В. Задачи теоретического утверждения геоморфологии в системе наук и проблемы геоморфологических систем. – В кн.: Основные направления развития геоморфологический теории. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982, с.109–111.

ПИОТРОВСКИЙ М.В. К познанию законов Земли. М.: Мысль, 1984. 157 с.

ПЛОХИНСКИЙ Н.А. Биометрия. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 367 с.

ПОРЯДИН В.С. Стохастический метод морфоструктурного анализа (на примере юго-западной части Сибирской платформы). Автореф. канд. дисс... Новосибирск, 1984. 24 с.

ПОРЯДИН В.С. Стохастические модели в морфоструктурном анализе. – В кн.: Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа. Новосибирск: Наука, 1982, с.32–42.

ПУАНКАРЕ А. О науке. М.: Наука, 1983. 560 с.

РАЦ М.В. Неоднородность горных пород и их физических свойств. М.: Наука, 1968. 107 с.

РЕЗАНОВ И.А. Особенности строения и развития мезозоид Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1968. 224 с.

РЫЖОВ П.А. Геометрия недр. М.: Углетехиздат, 1952. 60 с.

САДЫКБАКАСОВ И. , КИРЕЙТОВ В.Р., ПАЛАМАРЧУК В.К., ОМУРАЛИЕВ М. Исследование новейших структур Тянь-Шаня с помощью математических методов. Фрунзе: Илим, 1977. 142 с.

САУШКИН Ю.Г. История и методология географической науки (курс лекций). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. 424 с.

СВАРИЧЕВСКАЯ З.А., СЕЛИВЕРСТОВ Ю.П. Эволюция рельефа и время. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1984. 239 с.

СЕРГЕЕВА Л.Л., ДЕВДАРИАНИ А.С. Рельеф Земли как потенциальное поле, описываемое уравнением Лапласа. - В кн.: Количественные методы в географии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976, с.57-62.

СЕТУНСКАЯ Л.Е. Опыт анализа продольных профилей рек в целях изучения тектонических движений. - Изв. АН СССР. Сер.геогр., 1959, № 3, с.110-115.

СИМОНОВ Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. 251 с.

СОБОЛЕВСКИЙ П.К. Современная горная геометрия. - Соц. пром-сть и реконструкция, 1932, № 7, с.42-77.

СОЛОВЬЕВ В.А. Тектоника континентов (систематизация понятий и упорядочение терминологии). Хабаровск, 1975. 360 с.

СПИРИДОНОВ А.И. Физиономические черты рельефа как показатель его происхождения и развития. - В кн.: Индикационные географические исследования. М.: Наука, 1970, с.92-104.

СПИРИДОНОВ А.И. О некоторых теоретических проблемах геоморфологии. Геоморфология, 1974, № 2, с.57-63.

СПИРИДОНОВ А.И. Геоморфологическое картографирование. М.: Недра, 1975. 176 с.

СПИРИДОНОВ А.И. Современное экзогенное рельефообразование и его изучение (вместо предисловия). - В кн.: Современное экзогенное рельефообразование, его изучение и прогноз. М.: Моск. фил. Геогр. о-ва СССР, 1984, с.3-5.

СТОХАСТИЧЕСКИЕ модели в морфоструктурном анализе. М.: Недра, 1985. 152 с.

ТАБАЦКИЙ И.М. Новейшая тектоника Заангарской части Енисей-

ского кряжа и прилегающей окраины Сибирской платформы. Автореф. канд. дисс... Новосибирск, 1977. 23 с.

ТАБИДЗЕ Д.Д. Объемный анализ рельефа и проблема геоморфологической систематики. Тбилиси: Мецниереба, 1985. 107 с.

ТИМОФЕЕВ Д.А. Некоторые общие вопросы неотектоники и морфотектоники на примере геоморфологической истории Южной Якутии. – В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1968, с.235–244.

ТИМОФЕЕВ Д.А. Неравномерность рельефообразования во времени и пространстве. – В кн.: Проблемы регионального геоморфологического анализа. Чита, 1974, с.16–23.

ТИМОФЕЕВ Д.А. Неравномерность развития и сохранность рельефа. – В кн.: Основные направления развития геоморфологической теории. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982, с.136–138.

ТИМОФЕЕВ Д.А. Средние скорости денудации и глобальный пенеплен. – В кн.: Экзогенное рельефообразование, его изучение и прогноз. М.: Моск. фил. Геогр. о-ва СССР, $1984_а$, с.58–67.

ТИМОФЕЕВ Д.А. Элементарные морфологические единицы как объект геоморфологического анализа. – Геоморфология, $1984_б$, № 1, с.19–28.

ТИТОВ Э.Э. Теория и методы прогнозирования развития экзогенных процессов. – В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М.: Наука, 1981. 231 с.

ТРОИЦКИЙ С.Л. О предмете и основных методах геоморфологии. – В кн.: Методы геоморфологических исследований. Новосибирск: Наука, 1967, с.56–60.

ТРУШИН А.В., АНАНЬЕВ Г.С. Изучение аномалий расчлененности рельефа для целей поисков гидротермального оруденения. – Геоморфология, 1972, № 4, с.43–51.

УФИМЦЕВ Г.Ф. Тектонический анализ рельефа. Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АТЛАС МИРА. М.: ГУГК, 1964. 298 с.

ФИЛАТОВ В.Ф. Морфометрические приемы построения карт новейшей тектоники равнинных территорий (на примере Вилюйской синеклизы). – В кн.: Вопросы морфометрии. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1971, с.79–85.

ФИЛОСОФОВ В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1960. 93 с.

ФИЛОСОФОВ В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1975.232 с.

ФЛОРЕНСОВ Н.А. О геоморфологических формациях. - Геоморфология, 1971, № 2, с.3-10.

ФЛОРЕНСОВ Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 238 с.

ФЛОРЕНСОВ А.А. Скульптуры земной поверхности. М.: Наука, 1983. 174 с.

ХАРВЕЙ Д. Научное объяснение в географии. М.: Прогресс, 1974. 502 с.

ХВОРОСТОВА З.М. Геоморфология бассейна верховьев р.Колымы. Новосибирск: Наука, 1970. 198 с.

ХВОРОСТОВА З.М. Формационный геоморфологический анализ Верхоянно-Колымской горной области. - В кн.: Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе: Илим, 1973, с.155-156.

ХВОРОСТОВА З.М. О системном подходе к изучению геоморфологической формации. - В кн.: Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1976, с.21-32.

ХУДЯКОВ Г.И. Принципы морфоструктурного анализа и восстановление истории развития наземного рельефа. - В кн.: Юг Дальнего Востока. М.: Наука, 1972. 423 с.

ХУДЯКОВ Г.И. Геоморфоструктуры материковой части Сибири и Дальнего Востока. - В кн.: Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976. 452 с.

ХУДЯКОВ Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 256 с.

ЧЕРВАНЕВ И.Г. Структура рельефа и её анализ. - В кн.: Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа. Новосибирск: Наука, 1982, с.64-70.

ЧИЧАГОВ В.П., ДЕВДАРИАНИ А.С. Морфометрия в работах А.Болига (Франция) и А.Стралера (США). - В кн.: Количественные методы в геоморфологии. М.: Географгиз, 1963, с.153-158.

ШАЙДЕГГЕР А. Теоретическая геоморфология. М.: Прогресс, 1964. 450 с.

ШТЕХ Г.И. Строение земной коры Верхоянского мегаантиклинория и прилегающей части Сибирской платформы. - В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1967, с.9-31.

ЯКИМЕНКО Э.Л. Карты вершинной базисной поверхностей Сибири и Дальнего Востока. – Геоморфология, 1984, № 2, с.95–100.

ЯКИМЕНКО Э.Л., ПОРЯДИН В.С. Методы тренд-анализа рельефа Восточной Якутии. – В кн.: Геоморфологические формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с.93–114.

CHORLEY R.J. Geomorphology and general systems theory. Geol. surv. prof. 1962, N 500 – B, IV, p.1507–1516.

HEIKKINEN O. A trend-surface analysis of relief in Sipoo. Southern Finland. – Fennia, 1975, 141. 47 p.

STRAHLER A.N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosial topography. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1952, vol.63, p.1117–1142.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ (Э.Л.Якименко) 3
ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ (Э.Л.Якименко) 6
Современное состояние применения математических методов в геоморфологии 6
Общие представления о пространственных закономерностях строения рельефа 14
Вершинный и базисный геоморфологические уровни . . . 17
МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЛЕЙ ВЫСОТ (Н.С.Маковская, Э.Л.Якименко, В.С.Порядин) . . . 23
Детерминированные и вероятностные методы изучения полей высот 23
Опыт аппроксимации элементов рельефа функциональной зависимостью на примере продольного профиля реки 26
Статистический анализ полей высот 28
Статистическое изучение рельефа речных бассейнов . . 40
Исследование пространственных закономерностей полей высот 46
Методика обработки полей высот вершинной и базисной поверхностей Сибири и Дальнего Востока 56
СТОХАСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА ВЕРШИННОЙ И БАЗИСНОЙ ПОВЕРХНОСТЕЙ (В.С.Порядин) 60
Рельеф как система базисной и вершинной поверхностей 60
Статистические модели рельефа 62
Рельеф как система случайных функций пространственной координаты 67
Динамические модели рельефа. Кинематика процесса рельефообразования 69
Динамика процесса рельефообразования 70
Экзогенное рельефообразование 72

Экзогенно-тектоническое рельефообразование 82
ГЕОСТРУКТУРНЫЕ ОБЛАСТИ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА (Э.Л.Якименко) 88
ДВА ТРЕНДА ПОВЕРХНОСТИ РЕЛЬЕФА (Э.Л.Якименко) 96
Вершинный тренд 98
Базисный тренд . . . . . IOI
Общие черты строения трендов I02
Связь трендов с глубинным строением I06
Степень отражения в трендах новейших тектонических движений II0
Корреляция вершинного и базисного трендов I20
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (Э.Л.Якименко) I26
ЛИТЕРАТУРА I33

План выпуска изданий СО АН СССР, 1986,
поз. 134 (монографии)

Элла Львовна Якименко
Владимир Семёнович Порядин
Надежда Соломоновна Маковская

ДВА ТРЕНДА ПОВЕРХНОСТИ РЕЛЬЕФА

Ответственный редактор
Валерий Кириллович Кучай

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор Л.А.Довгаль

Младший редактор З.В.Белоусова

Технический редактор Н.Н.Александрова

Подписано к печати 31.10.86. МН 12260.
Бумага 60x84/16. Печ.л., 9,0+1вкл. Уч.-изд.л. 8,4.
Тираж 400. Заказ 294. Цена 60 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск,90. Ротапринт.