

Предисловие

«Для чего пишут книги?» – спросил Лев Толстой и ответил: «Очевидно для того, чтобы приобрести деньги, славу и уважение, научить других людей чему-либо или же поделиться своими мыслями и впечатлениями...». Зачем пишу я? Честно говоря, для того же. Почему бы и нет, если есть что сказать и предложить, да и тематика исследования была и будет интересной не только для меня лично. Как-никак, а за 35 лет работы удалось многое увидеть и многому научиться. Мне повезло поработать в те советские годы, когда действительно можно было удовлетворять свое любопытство за государственный счет, когда можно было остановиться и подумать, вернуться и начать сначала. По-настоящему оценить тогдашние возможности удалось лишь на «демократическом» Западе, куда я переселился, надеясь, что получу лучшие возможности для научной работы. Как говорится, нет такой глупости, в которую бы не поверил так называемый «интеллигентный» человек. Что делать?... Продолжать работать! В конце концов же не наука виновата в сложившейся ситуации, и результаты исследований обязаны увидеть свет. Ведь государство вложило когда-то значительные средства в эту работу, да и ее результаты, не буду скромничать, интересны и новы.

Особенно важными представляются мне идеи и выводы в области теоретической геоморфологии, которой уделяется пока недостаточно внимания, хотя вряд ли нужно объяснять, что без правильной теоретической основы научные исследования, мягко говоря, недостаточно серьезны. Поэтому в надежде усилить интерес к фундаментальным теоретическим проблемам геоморфологии и была написана эта книга, представляющая собой дополненный вариант германского издания **«Einführung in die theoretische Geomorphologie – eine Alternativdarstellung; TU Dresden, 2007»**. Она предлагает географам, геологам, геоморфологам пока лишь исходные идеи, методы, теоретические решения. Хотелось бы, чтобы коллеги попытались их понять и развить. «Понимание не приходит без усилия. Без усилия приходят только заблуждения» (Зиновьев, 1994, с. 11). Еще Г. Геймгольц подчеркивал: «Авторы новой концепции убеждаются, как правило, что легче открыть истину, чем выяснить, почему другие ее не понимают». «Не ждите, что вас будут приветствовать, как героя, когда вы сделаете... открытие. Скорее всего к вам отнесутся с неприязнью и презрением... Ваши статистические выкладки, или ваши наблюдения, или ваше исследование литературы, или что-то другое наверняка покажутся явно несовершенными. Не сомневайтесь, что в наш просвещенный век действительно важные достижения отвергаются и будут отвергаться чаще, чем получать одобрение» (Кэри, 1991, с. 399). Примеров этому много.

«При разработке альтернативных моделей и гипотез... часто необходимо занять крайнее положение, чтобы увидеть недостатки модели и принять иное решение» (Грегори, 1988, с. 18). Ведь «искры новых... идей вылетают только при столкновении противоположных взглядов... При этом новая истина часто имеет форму еретически ложных идей; она принципиально не может развиваться в чистом, окончательном виде, а всегда – в шелухе заблуждений... Если закрыть дверь для заблуждений, то как же тогда войдет истина, ведь другой то двери нет! Все ученые во всех странах должны иметь одинаковое право быть услышанными миром..., запрещению подлежат лишь такие работы, в которых явно нарушены законы логики» (Шарапов, 1989, с. 134), и, добавлю, работы, основанные не на фактах, а на фикциях. Невозможно сразу предложить итоговую работу, которая не имела бы ошибок и упущений. Я и не претендую на такую идеальную работу, хотя на настоящий момент уверен в правильности своих выводов. И если в них будут обнаружены и **исправлены** какие-то ошибки – то замечательно, ибо никогда усилия, направленные на уточнение знания, не бывают напрасными.

Есть мнение, что «ученый, не опровергший ни одного заблуждения, а только высказывающий свои идеи, не исполняет своего долга» (Шарапов, 1989, с. 133). В идеале это правильно, но в публикациях вряд ли целесообразно и реализуемо. Опровергать заблуждения научной жизни не хватит. И толку не будет, ибо все это может превратиться в бесконечный спор. К тому же критика уместна тогда, когда предлагаются решения проблем. В книге предложены такие решения, но критически освещены лишь наиболее известные или полезные для построения теории геоморфологии идеи. Практику-потребителю нужен метод работы и у него нет времени на изучение множества критических замечаний. Так что необходимо и достаточно коснуться лишь главных дискуссионных вопросов и отметить приоритеты. Основное внимание должно быть отдано здесь изложению новой, достаточно альтернативной концепции. Обоснованная концепция – это и есть ответ оппонентам, это и есть борьба с заблуждениями.

Благодарности

Особую признательность мне хотелось бы выразить ректору Кузбасской педагогической Академии, доктору педагогических наук, профессору Редлиху Сергею Михайловичу и заведующему кафедрой физической географии и геологии, доктору геолого-минералогических наук, профессору Гутаку Ярославу Михайловичу, способствовавших изданию монографии. Благодарю всех, с кем довелось работать и делиться идеями, и конечно же тех, кто взял на себя труд по оформлению и верстке книги. Вряд ли она была бы написана, если бы не было любви к своему делу. Любви она и посвящается.

1. Общие представления о сущности научных знаний и методологии познания

Я постараюсь как можно лучше научить студентов тому, что считаю правдой, но не сомневаюсь, что часть сказанного мной когда-нибудь окажется неправдой; к сожалению, я не знаю, какая именно часть.

Кэри, 1991, с. 30

«В развитии любой науки неизбежно наступает этап, когда она начинает осознавать, анализировать самоё себя. Чаще всего анализ обнаруживает пробелы в самом основании науки... Только строительство дома начинается с фундамента, а при строительстве науки ее основания появляются обычно довольно поздно...» (Салин, 1989, с. 124). Понимание правоты этих утверждений приходит не сразу, зачастую после многих лет исканий, успехов и неудач. Однако задать себе честные и малоприятные вопросы и попытаться начать сначала, особенно после того как получены ученые степени и обозначена некоторая научная позиция, – не просто... Но все же рискнем задать такие вопросы и вернемся к истокам геологии и геоморфологии. Чтобы не ошибиться в начале, нужно обратить самое пристальное внимание на то, что такое научные знания в общем и целом, как они возникают, из чего состоят и что обязаны выполнять.

Наука – комплекс точных знаний о предмете исследования. Это факты и суждения о предмете, законы его развития и связей, установленные с помощью специальных наблюдений и логически строгих умозаключений. Научные знания должны достаточно точно описывать поведение предмета в определенных условиях и быть способны предлагать эффективные решения тех или иных вопросов, связанных с его изучением и использованием. Известно, что знания о предмете – это идеальные (модельные) представления субъекта о сущности предмета, абстрагирующие и упрощающие реальный предмет и его связи. В чем-то эти представления являются уже истинными, в чем-то они пока еще ошибочные. Субъективное (что значит в чем-то особенное, неодинаковое, индивидуальное) восприятие и представление реального Мира это наша неизбежность, и мы, люди, не можем воспринимать его иначе. Однако что может наилучшим образом оценить достоверность наших субъективных представлений и идей?... Их сравнение между собой и с окружающей реальностью, реализация идей в эксперименте и практике. Очень важна также оценка истинности идей с формально-логических позиций.

Мы вынуждены не только проверять и доказывать достоверность наших представлений, но и **верить** в «абсолютную» истинность некоторых из них, даже не имея для этого формальных доказательств. Действия всегда и **во всем сомневающегося** лишены смысла и ни к чему в итоге не приводят. Хоть и говорят, что веры в науку не должно быть [«вера – это наркоз, препятствующий познанию» (Кэри, 1991, с. 399)], но фактически она основана на вере в те или иные аксиомы, допущения, исходные представления, в так называемый «здоровый смысл» и логику. Иное дело – «спасает» эта вера или нет, эффективна ли она для решения поставленных вопросов. С этих позиций и целесообразно оценивать результаты исследований и научные знания. Если какое-либо учение о некотором предмете не способно предлагать доказуемые точные решения вопросов о его связях и поведении, то вряд ли можно признать это учение научной дисциплиной...

Не менее важно помнить о главных атрибутах науки и стремиться следовать им во всех своих действиях. Первый атрибут науки – польза. Бесплезная наука людям не нужна и доказывать это, наверно, не надо. «Само существование науки в обществе оправдывается теми общественно полезными результатами, которые она поставляет» (Салин, 1989, с. 129). Вторым требованием к научным построениям является их простота как средство экономии мысли, сил и затрат (пример из математики: замена римских цифр арабскими). «Простота в науке – это не только средство экономии мысли, она уменьшает возможность ошибки, и в частности, скрытого противоречия», – подчеркивает канадский философ Марио Бунге» (Салин, 1989, с. 141). **«Вся наука – это по существу не что иное, как просто здравый смысл и, будучи освобождена от ученого жаргона и непонятных обозначений, должна быть доступна для понимания любого мыслящего человека»** (Кэри, 1991, с. 358).

Третьим «...из важнейших общенаучных критериев является **красота** – производный критерий от целесообразности и простоты. «Прекрасна простота», – говорит Пуанкаре: «Поиски прекрасного приводят к тому же выбору, что и поиски полезного и простого». Без поэзии, без образного мышления, без интуиции наука тоже не может существовать. Воображение делает возможным открытия. «Доказывают при помощи логики, изобретают при помощи интуиции», – считает Анри Пуанкаре. Ни один ученый не мыслит формулами. Аналогии, ассоциации стоят у истоков любого открытия... Все то общее, что есть в любых науках – польза, простота и красота – воплощается и замыкается на творчестве. Наук, неподвластных общенаучным нормам, нет и не может быть» (Салин, 1989, с. 146). Если где-то не выполняются общенаучные нормы, то это неизбежно отражается на практической эффективности науки.

Основы любой науки должны составлять следующие «фундаментальные части» (Воронин, Еганов, 1974):

1. Исходные термины-понятия, с помощью которых формулируются представления, определения и аксиомы данной науки (в геометрии – понятия «точка», «прямая», «угол» и др.; в физике – «материальная точка», «масса», «скорость», «сила» и др.).
2. Объект-предмет исследования – некоторая исследуемая реальность окружающего Мира.
3. Мотивы, цели, и задачи исследования (мотивы – практическая необходимость и психологические стимулы познания чего-то; цель – идеальный желаемый результат познания; задачи – частные вопросы, решаемые в процессе достижения цели (Забродин и др., 1986). Стратегическая цель в науках одинакова – это обоснование сущности объекта исследования, выявление законов его развития и правильная качественная и количественная их оценка.
4. Методология, методы исследования – принципы, способы, алгоритмы решения задач познания.
5. Строение и структура науки, взаимосвязь ее разделов, фактический материал, аксиомы, законы и закономерности поведения ее объекта, теории и результаты, область применения результатов, связь с другими науками.

Анализируя состояние какой-либо науки, необходимо выделить в ней вышеперечисленные фундаментальные части и оценить их с формально-логической и практической позиций. В качестве примера можно использовать математику и некоторые другие точные науки, а также принципы философии познания, логики и языкознания. **«Точные науки называются так не потому, что они во всем достоверны, а потому что в точных науках ученые знают меру неточности своих утверждений»** (Любищев, 1975). Проблем и нерешенных вопросов хватает и в математике (Клайн, 1986), но все же множество задач и вопросов в ней решено достаточно точно, логически непротиворечиво и весьма эффективно работает на нужды практики. Поэтому необходимо уяснить, хотя бы на самом простом уровне, сущность структуры и методологии точных наук и научиться использовать их опыт при совершенствовании наук о Земле. Однако, **«в начале ... было слово»**.

1. 1. Научный язык, понятия

«Die Sprache stellt uns Fallen». Язык ставит нам западню.

Lenk, 1990, S. 94

Невольно вспомнишь академика Конрада, который заметил, что суть не в звуковых обозначениях понятий, а в том, чтобы одинаково эти понятия понимать.

В. Конецкий

Можно определить **«язык»** как некоторую совокупность знаков, отражающую и передающую информацию о чем-либо. С помощью языка совершается мышление (Хворостова, 1989). Он состоит из терминов и суждений (слов и фраз). Термины обозначают предметы, суждения – их свойства, связи и отношения. Многие повседневные слова и понятия, представляющие суть вещей, становятся в итоге научными терминами, сохраняя при этом и свой «бытовой» смысл, к примеру, вес, плотность, скорость, сила и т. д.

Значение слов и других элементов языка определяют и воспринимают люди, причем нередко неодинаково. Недаром древнеиндийские мудрецы утверждали, что подавляющее большинство научно-философских споров происходят из-за того, что спорящие по-разному понимают значение и смысл одних и тех же слов и фраз. Поэтому, чтобы не превращать дискуссию в скандал, мудрые оппоненты следовали простому правилу. Прежде чем излагать свои доказательства и доводы, каждый из них должен был сначала изложить свое понимание утверждений оппонента, получить от этого оппонента согласие, что суть его высказываний понята противником правильно, и лишь тогда можно было противнику излагать свои доводы. И так каждый раз. Такая форма дискуссии правильна теоретически, но трудно осуществима практически. Поэтому люди стремились создавать научный язык, в котором значение «слов» было бы точно определено и с помощью которого можно было однозначно высказывать свои мысли и вести дискуссию.

Такой язык удалось создать, к примеру, для математики. «Математика – это язык», – к такому выводу приходит американский ученый У. Гиббс. «И любая наука должна формулировать свои высказывания только на этом языке» (Салин, 1989, с. 152). При этом вовсе не обязательно оперировать цифрами и формулами. «И слова естественного языка выражают достаточно точно суть математических идей. Достигается это за счет логического сцепления выражений естественного языка» (Жоль, 1993, с. 99). Главное, чтобы определения понятий (терминов) были ясны и однозначны

(Арманд, 1975). Только тогда фразы языка будут также однозначны и понятны, и только тогда может эффективно работать логика, а без логики нет математики и других наук. Именно однозначность делает научные построения аналогичными математическим; в принципе, любое однозначное высказывание есть математическая формула...

Каким должен быть язык – сказать легко, но осуществить эти требования очень трудно. Сначала надо определить значение слов, символов или других элементов языка. Но «в определении любого понятия фигурируют слова, обозначающие другие понятия, в их определениях – следующие понятия...» (Салин, 1989, с. 161). Получается замкнутый логический круг. Чтобы не возникло этого круга, должны быть какие-то исключения. Такими исключениями могут быть исходные понятия, на которых строится вся структура науки. Исходные понятия не могут быть определены через другие понятия. «В «чистой» математике первичные понятия остаются вообще неопределяемыми. Таковы «множество» и «элемент» в теории множеств, «точка», «прямая», и «плоскость» в геометрии Д. Гильберта» (Салин, 1989, с. 170). Исходные слова разговорного языка также неопределяемы, что утверждал еще Аристотель. Исходные слова есть слова, обозначающие самые простые и важные действия, ощущения, вещи (стоять-идти; хорошо-плохо; я-ты). Они составляют основу языка, их можно «показать» действием или предметом, объясняя кому-то их суть, но нельзя определить, не попав в логический круг.

Б. Паскаль предложил в своих «Правилах» определять научные термины через полностью известные и уже объясненные слова. Однако при этом все равно возникают вопросы к Паскалю, а именно: что такое «полностью ясные (известные) слова, очевидно истинные, яснее не бывает?» и т. д. (Zäch, 1990). В. Цэш (1990) утверждает, что «важно даже не то, чем являются вещи, а то, как с ними можно обходиться. Вещи же объясняют сами себя через свои свойства и связи» (с. 9). Достаточно обозначить исходную вещь «нечто», но при этом четко сказать, каким свойством обладает данное «нечто», что и как делает, и как к чему-либо соотносится. Такой подход к объяснению исходных понятий позволяет избежать парадокса их определения, т. е. заменить определение его объяснением в виде действия-суждения или рисунка-знака.

В логике принято давать определения научных терминов через род и видовое отличие. Определяемое включается при этом в состав какого-то множества по некоторым своим признакам. Есть и дополнительные правила определения терминов: целесообразности, предметности, однозначности, односмысленности, элиминированности, ясности, научности языка и когерентности. Несоблюдение этих правил приводит к ошибкам 15 видов (сумбур, абсурд, полисемия, амфиболия и др.) (Шарапов, 1989). Отмечу, что эти правила, к сожалению, мало помогают при определении научных терминов. Они лишь позволяют оценивать правильность определения-объяснения. Иначе говоря, подсказывают, каким определение не должно быть. Каким же оно должно быть, должен решить сам исследователь. Эта задача сложная и требует особого таланта и интуиции. Недаром работа по совершенствованию определений в математике, к примеру, идет постоянно и исключительно уважаема (Клайн, 1984).

Следует согласиться с Ю. С. Салиным (1989) в том, что решение парадокса определения терминов-понятий должно определяться общей концепцией данной науки и открытием ее исходного понятия, на котором строится вся эта наука. Любое определение «будет конструктивным, если из него вытекают какие-то полезные для развития науки следствия» (Косыгин, 1974, с. 10). Следует рассмотреть, чем является для геометрии ее исходное понятие «точка» и как было оно объяснено. Точка – это тот элемент, из которого можно создать любую пространственную конструкцию. Но что такое «точка» сама по себе – неясно. Она есть исходное **неопределяемое** понятие, которое нужно «показать», как-то «измерить» или объяснить, иначе говоря, сделать его понятным. Еще более 2000 лет назад это блестяще сделал Евклид. «По определению-объяснению Евклида **«точка» есть «нечто», не имеющее частей**» – формулировка, которая, собственно, только указывает, чем точка не является» (Zäch, 1990, s. 9). Иначе говоря, точка есть нечто неизвестное, но всегда обладающее свойством не делиться ни на какие части. Интуитивно понимается, что это «нечто» должно быть относительно маленьким, но не «ничем». Да, нам неясно, каково это «нечто» во всех других отношениях, но нам совершенно ясно, что именно из такого «нечто» можно составлять любое пространство и его элементы; т. е. свойства «неделимости» и «бесконечной малости» точки достаточно, чтобы на основе ее возвести все здание геометрии и образовать все ее понятия.

Известно, что понятийные системы точных наук созданы на довольно ограниченном (несколько десятков) числе главных понятий (Харвей, 1974). Важно просто и понятно их объяснить-представить и всегда одинаково ими пользоваться. Ниже предлагается краткий словарь общенаучных терминов – понятий, которые я обычно использую (приложение 1.). При этом я не претендую на совершенство и правильность этих дефиниций, однако с их помощью коллеги могут понять мои высказывания правильно и точно указать на мои ошибки, если таковые будут допущены. «Понимать и применять любое высказывание надо совершенно

буквально и пунктуально до последней запятой, т. е. формально. Конечно, если стараться ничего не утверждать слишком категорично, рассчитывать на понятливость читателя и творческое преломление собственных высказываний, на неограниченную допустимость внесения поправок по мере надобности, тогда формулировать легко, сойдут любые экспромты... В науке этот либерализм выбивает из рук любое оружие. Ни на что нельзя опереться, ни за что не зацепишься, все плывет, шатается, выползает из рук» (Салин, 1989, с. 181).

«Вводя термины, которые уже используются в смежных науках, нужно максимально позаботиться о том, чтобы в новой научной области они сохранили свои первоначальные смысловые оттенки» (Симонов, Спиридонов, 1998, с. 21). Этого явно недостаточно, надо, чтобы эти термины полностью сохраняли не «оттенки», а свой первоначальный смысл, чтобы функция оставалась функцией, работа – работой, поверхность – поверхностью и т. д. «Говорят, что самое трудное – не принять посылки, а помнить о том, что они приняты. Если какая-то формулировка или определение приняты, они получают более чем силу закона. Вне определений и формулировок в теории ничего не делается... Все, что ими зафиксировано, подлежит неукоснительному исполнению» (Салин, 1989, с. 181).

Известно, что естественный (литературно-разговорный) язык, который в несколько усовершенствованном виде используется географами и геологами в качестве научного языка, легко уязвим для строгой формально-логической критики. Однако И. В. Круть (1978) считает, что эта критика не всегда правомочна, так как с помощью этого языка **возможно адекватное** описание природы и именно этот язык имеет познавательные средства и смысловые потенции, которые не поддаются формально-логическому анализу (Круть, 1978). Считаю это заблуждением. «Смысловые потенции» такого языка часто становятся «импотенциями». Мир чувственного восприятия и художественного рассказа о Природе и мир формально точных знаний-суждений о ней должны быть связаны между собой, но не перемешаны. Можно существенно формализовать естественный язык, выполнив весьма простые требования: определить понятия, не применять синонимы, составлять фразы-суждения без сокращения, с редким употреблением местоимений, без двусмысленностей и логических противоречий, употреблять понятия-термины только в определенном и только в одном смысле. Чтобы подчеркнуть употребление такого формализованного языка, можно выделять эти тексты курсивом. Другие же писать хорошим литературным языком в стиле детектива или художественного описания. Эти тексты также необходимы наукам о Земле, без них они скучны, холодны и занудны.

1. 2. Объект-предмет исследования

Общепринято, что объект науки – это то, на что направлена познавательная деятельность субъекта. Предмет науки – зафиксированные свойства и отношения объектов, исследуемые с определенной целью (Философский словарь, 1972). Таковым по сути является и определение А. Н. Ласточкина (1991): «Объект – это некоторое материальное образование; предмет – определенная сторона (или аспект) данного объекта, отражаемая и исследуемая на его модели». Или «объект науки – некая реальность мира, предмет – сумма знаний о ней» (Уфимцев, 1988). Симонов Ю. Г. (1988) считает, что не нужно выделять два разных понятия: «объект» и «предмет», они синонимы. Вполне достаточно понятия «предмет» научных исследований, которое является исходным в гносеологии. Итак, **«предмет» – то, что изучается и познается. «Субъект» – тот, кто изучает и познает.**

Считается, что каждая наука должна иметь свой особый предмет исследований и должна специализироваться по этому предмету. «Только специализированные науки имеют смысл и являются действительно науками. Создание «научных комбайнов» с многочисленными и разнообразными объектами исследований дает лишь один результат – это идеальные способы добывания и пожирания средств для существования при минимальных, но зато внешне пышных и броских результатах. Такова современная экология...» (Уфимцев, 1994, с. 3). Определение предмета науки – вопрос, образно говоря, жизни или смерти науки. Конечно, совершенно точно он сразу не определяется (Преображенский, 1972), но важно верно обозначить его хотя бы в общем виде. Эта проблема в принципе решена для математики, физики, геологии и других наук. Но для геоморфологии, географии, экологии, на мой взгляд, она остается еще актуальной. Геоморфологи и географы пока еще не убедили самих себя и представителей других наук, каков их научный предмет и в чем его специфика (иначе бы не писали столько много о предметах этих наук).

Многие полагают, что «объект исследования должен быть определен физически корректно, чтобы имелась возможность... применять закон сохранения массы и энергии при изучении его внешнего и внутреннего массо- и энергообмена» (Сватков, 1991, с. 24). В принципе, предмет науки должен состоять из материальной и идеальной составляющих, т.е. из некой реальности и идеальных моделей этой реальности (неких идеальных образов). Материальное – «вечно», идеальное – мгновенно и скоротечно, и свойственно лишь ощущениям субъекта. Идеальный образ (мысль, дух) подвижен как свет и безграничен как мир. Лишь Субъект способен уловить его («остановить прекрасное мгновение»)

и управлять им, воплотив мысль в речь или запись (память), образ – в рисунок или конструкцию, иначе говоря, в материальные предметы, посредством которых возможен обмен мысленными образами (информацией) и познание предмета исследований. Идеальное можно назвать в этом смысле прообразом материального, через идеальное осуществляется цель научной деятельности: создание адекватных (техногенных) моделей предмета для их практического применения.

Соотношение между материальными и идеальными составляющими предмета науки может быть различным. В период становления науки преобладает материальная составляющая (идеальные образы «привязаны» к конкретным материальным объектам-предметам). Затем, по мере развития науки, все большую важность в исследовании ее предмета приобретают исследования его идеальной составляющей, его моделей, которых становится все больше, и которые требуют к себе все большего внимания. Эту тенденцию пока трудно уловить в геологии или геоморфологии, но легко проследить на примере химии, физики и, тем более, математики. Известно, что математика логически осмысливает простые, но универсальные свойства вещей – их пространственно-временную протяженность и количественную множественность; математика – это классификация и изучение всех возможных закономерностей (Сойер, 1972). Предмет исследований математики в настоящее время – это изучение всех возможных законов поведения и связей вещей-множеств, абстрагированных от собственной материальной сущности вещей. Стимулом математических исследований явилась необходимость количественных оценок тех или иных материальных вещей и хозяйственных действий еще в процессе ранней человеческой деятельности. Это определило цели и задачи математики – создание точных, не вызывающих споры и разногласия способов количественной оценки вещей и взаимоотношений. Сначала они основывались на собственно материальных предметах, а затем все в большей мере – на их идеальных образах (символах) и на собственно самих способах-методах оценки (логарифмирование, интегрирование и т. д.).

1. 3. Аксиомы, факты

Необходимость точной и бесспорной количественной оценки потребовала введения в математику не только формально строгих исходных понятий (число, действие, множество и т. д.), но и аксиом. Аксиомы – суждения о предмете, принимаемые за истинные априори (на веру), без логических доказательств. Они формулируются, исходя из опытных данных, интуиции и здравого смысла, и из них должно быть возможно выведение логических следствий, необходимых для формулирования теорем, законов и теорий. Эти суждения обязаны эффективно «работать» при решении задач науки, в противном случае они не могут считаться аксиомами.

В геометрии, к примеру, сформулировано 5 групп аксиом: 1) аксиомы связи; 2) аксиомы порядка; 3) аксиомы конгруэнции; 4) аксиомы параллельных; 5) аксиомы постоянства.

Примеры аксиом в геометрии Евклида: через две точки можно провести лишь одну прямую линию; или – параллельные линии не пересекаются друг с другом при бесконечном их продолжении. Развитие математики шло с уточнением аксиом и формулированием с их помощью теорем – истинных заключений, логически строго выводимых из аксиом.

Опыт научных исследований показал, что формулирование аксиом – это в значительной мере искусство. Каких-то четких указаний-правил, как создавать аксиомы, нет и быть не может. Как и в случае с определениями терминов, есть те же самые указания, какими аксиомы не должны быть. Чтобы сформулировать аксиому, нужно обобщить весь тот опыт, который накоплен в данной науке, просчитывая следствия и возможности применения аксиомы, многократно уточняя ее формулировку и оценивая ее непротиворечивость относительно законов логики и других наук. Аксиомы не могут быть сформулированы на «пустом месте». Чтобы выводить аксиомы и научные теории, необходимо иметь и факты – фиксируемые и измеряемые в пределах определенной точности свойства чего-либо. «Факт – зарегистрированное событие» (Шарапов, 1989, с. 52). Это знание о каких-то свойствах и (или) отношениях предмета, фиксируемые и измеряемые в пределах необходимой точности; иначе говоря, **факт – истинное суждение о чем-либо, получаемое в результате наблюдения или эксперимента**. Факту противостоит фикция (вымысел, иллюзия); ложных фактов быть не должно.

Многие, в частности И. В. Круть (1978), считают, что эмпирические данные (данные наблюдений) крайне субъективны, недостаточно обоснованы и, следовательно, достоверность выводов из них лишь вероятностна. Трудно согласиться с этим априорным суждением, разрушающим науку. Практика бесконечное количество раз доказала несостоятельность суждений о невозможности достаточно точного и истинного субъективного отражения-восприятия реального мира. Мы выжили и живем в этом мире лишь благодаря тому, что способны все же истинно ощущать, воспринимать и познавать многие его аспекты. Поэтому еще очень мягко сказано, что «разговоры о недостоверности субъективного восприятия – обывательская болтовня» (Гумилев, 1993, с. 353). «Что истинно, то

абсолютно истинно, само по себе; истина – это царство чистой науки», – говорит немецкий философ Гуссерель [цитировано по К. К. Жолу, 1993, с. 80-81].

Есть свет и есть тьма, есть добро и есть зло, есть истина и есть ложь, и люди способны их познавать достаточно точно, ценою проб и ошибок. «Относительной истины» как и «относительной лжи» (нечто промежуточного) **в науке** не бывает. **Если нечто не истинно, значит оно ложно – третьего не дано.** Мы вынуждены познавать Мир, чтобы выжить и продолжать жить в нем в той или иной форме (в новых поколениях, в продуктах творчества). Для этого нужно принимать верные поведенческие решения. А как их принять, если мы утверждаем, что истинные решения невозможны?... Жизнь давно дала ответ на этот вопрос: правда и истина существуют априори, и мы способны их познать, следовательно мы должны принять как аксиому, что наши наблюдения, суждения, решения **могут быть истинными.** «Могут быть» – не значит, что они являются таковыми всегда. Есть факты и есть фикции, есть истинные суждения и есть заблуждения, есть единственно верные решения и есть множество ошибочных. Оценивает и определяет истину практика («бесконечное» множество проверок истинности) и ее детище – формальная логика; получает и формулирует истину Субъект.

Исходные понятия, исходные логические суждения, факты по предмету науки являются предпосылками создания ее теоретического базиса. Установление научных фактов – занятие исключительно важное в науке и им заняты все исследователи. Новые факты ускоряют развитие науки, укрепляют или разрушают ее теоретические построения и в любом случае являются ее «строительным» материалом. Как сказал Томас Генри Гексли: «величайшая трагедия науки в том, что один безобразный факт убивает прекрасную теорию» [цитировано по У. Кэри (1991), с. 42]. Конечно, это трагедия для приверженцев этой теории, а для науки – благо, ибо убивается не «прекрасная теория», а заблуждение. Факт не может быть «безобразным», главное, чтобы факт был фактом, а не выдавался бы за таковой. Добываются факты с помощью методов познания, опирающихся прежде всего на логику познания. В науках о Земле не следует при этом забывать старинное правило натуралистов: «Пишем, что наблюдаем, а чего не наблюдаем, того не пишем».

1. 4. Логика познания

Логика – наука о способах доказательств и опровержений, наука о законах и формах правильного мышления (Логика, 1995). «Предметом логики являются законы, справедливые для любой области человеческой деятельности... Не может быть практически хорошо то, что логически плохо. Эмпирическое обоснование логики беспредельно широко. Это и позволяет нам отдавать предпочтение логическим законам при любых расхождениях их с какими-то ни было другими законами» (Салин, 1989, с. 139). «Всякое положение, выведенное в нарушение законов логики, ошибочно» (Арманд, 1975, с. 137).

Основными законами логики являются:

1. Закон тождества (всякое понятие должно быть равно самому себе и в ходе использования не должно подменяться другим).
2. Закон непротиворечия (два противоположных суждения не могут быть истинными в одном и том же отношении).
3. Закон исключенного третьего (из двух противоречащих друг другу суждений одно истинно, другое ложно, а третьего не дано).
4. Закон достаточного основания (всякая истинная мысль должна быть достаточно обоснованой).

Эти законы должны обязательно использоваться при познании предмета исследования и осмыслении полученной информации о нем (Логика, 1995).

Знания (информация) о предмете служат основой для получения двух типов выводов-суждений о его сущности: **индуктивных и дедуктивных.** Индуктивные суждения выводятся из опытных данных о предмете, есть суждения «от частного к общему». Таковы так называемые «эмпирические» закономерности, гипотезы и объяснения. Корректных точных индуктивных выводов (от частного к общему) не существует, они все **вероятностные** (Жоль, 1993). Д. Харвей (1974) считает, что индуктивный путь познания далеко не всегда научный. Дедуктивные суждения формулируются логически, исходя не только из данных о предмете, но, главным образом, из всего объема самых различных философских, методологических, математических и других знаний, здравого смысла и опыта. Они являются суждениями «от общего к частному» и проверяются на истинность и полезность практикой или экспериментами (Харвей, 1974). Таковы аксиомы, многие научные и общественные законы, гипотезы, теории и др. В корректном дедуктивном выводе умозаключение следует из посылок («если..., то...») и должно быть логически истинно (Жоль, 1993). Однако истинность дедуктивных суждений-выводов определяется не только логикой. «Безупречная логика и точный расчет дают

совершенную чепуху, если при этом исходят из ложной предпосылки» (Кэри, 1991, с. 103) и, добавлю, из фикций и фальшивых «аксиом». «Природа дедуктивного вывода такова, что она гарантирует истинность заключения, если только истинны исходные аксиомы» (Клайн, 1984, с. 13). «В каждой отрасли науки с физическим характером исследования... дедукция как метод исследования не только допустима, но и желательна, если не хотят пренебречь точностью и полнотой результатов и исключить нашу дисциплину (Б. В. – геоморфологию) из класса точных наук... Нужно только определить на каком участке пути исследования следует обратиться к дедукции и прежде всего позаботиться о том, чтобы у нее были в распоряжении правильные и полные исходные данные» (Пенк, 1961, с. 57).

Суждение и вывод-ответ могут быть также лишь двух типов: или истинными, или ошибочными. Верным бывает лишь одно суждение о чем-либо конкретном. Все остальные суждения о нем ошибочные. Таковы законы логики (закон исключенного третьего). Например: $5+5=10$. Все другие решения (ответы) этой задачи неверны. Из анализа геолого-географической литературы можно сделать вывод о том, что географы и геологи в действительности склонны считать, что на один вопрос можно дать несколько правильных ответов. Такой подход неправилен, хотя кажется и верным. А кажется верным лишь потому, что вопросы неточны и часто некорректны. Поэтому необходимо корректно ставить вопросы и формулировать задачи, а правильность и истинность результата их решения – доказывать.

Доказательство – обоснование правильности и истинности суждения (тезиса) с помощью аргументов (других истинных суждений). Таковыми аргументами являются факты, понятия, аксиомы, законы науки и доказанные теоремы (Логика, 1995). Доказательства бывают прямыми (из аргументов следуют суждения и доказываемый тезис), косвенными («от противного» – доказательство через доказательство ложности тезиса, противоположного доказываемому) или методом исключения всех возможных вариантов суждений о вещи, кроме доказываемого тезиса). Если вывод-суждение доказаны верно и правильно, то и сама процедура доказательства, и вывод-суждение становятся понятными и доступными. Пуанкаре говорит: «В самом сложном математическом выводе-доказательстве нет ни единого шага, который не смог бы понять любой человек» [цитировано по Ю. С. Салину (1989), с. 6]. **Опровержение** – обоснование ложности какого-то суждения. Все эти процедуры требуют ясности, простоты и правильности суждений, понятий, тезисов и антитезисов. Иначе нельзя ничего ни доказать, ни опровергнуть.

1. 5. Методы познания

Можно определить **«метод» как последовательность действий, необходимых для достижения какой-либо цели познания или решения задачи.** «Метод – самая первая, основная вещь. От метода, от способа действия зависит вся серьезность исследования», – говорит русский биолог И. П. Павлов. «Метод важнее открытия», – утверждает физик Л. Д. Ландау. Зная метод и пользуясь им, можно получать желаемые результаты, а не наоборот. Важнейшими из методов являются общелогические: анализ и синтез, абстрагирование-идеализация, моделирование, индуктивные и дедуктивные логические умозаключения. Все это известно. Трудность заключается в их применении к конкретному, еще плохо изученному и недостаточно четко формализованному предмету исследования, например, к георельефу.

Анализ и синтез предмета – методы получения формально точных фактов о его свойствах. **Анализ** есть выделение (обособление) в предмете простейших, внутренне однородных частей (элементов) (Энциклопедический..., 1982). Сопоставление элементов между собой называют сравнительным анализом. В математике методу анализа, в принципе, соответствует дифференцирование, определение производных функций переменных величин. Этот метод необходимо самым активным образом внедрять в науки о Земле, т. к. «дифференциальный метод – единственный путь для точного определения результата нескольких одновременно и неравномерно протекающих процессов» (Пенк, 1961, с. 61). На мой взгляд, несмотря на некоторые ошибки, этот метод был блестяще реализован в геоморфологии Вальтером Пенком. К сожалению, предложив идею «морфологического анализа» В. Пенк не успел создать «морфологический синтез», а анализ без синтеза все равно, что дифференцирование без интегрирования. **Синтез** есть объединение выделенных элементов в строго определенные однородные по каким-то свойствам совокупности элементов и в итоге, в единое целое (Энциклопедический..., 1982).

Для постановки и решения научных задач очень важны **идеализация** и **моделирование** – выделение чего-то самого существенного в предмете и учет его других свойств. Выделенное свойство оценивают по его предельным возможностям (предполагают, к примеру, полное отсутствие трения, сводят размер тела к точке и т. д.) и создают тем самым идеализированный предмет (модель): замену реальной вещи более простым идеальным или другим материальным предметом с четко заданным набором свойств, отражающих изучаемую вещь. Модели могут быть образными

(графики, карты) или материальными (копии реальных объектов), словесно-логическими или знаковыми (описания, уравнения, корреляции). Пригодность модели оценивается по формально-логическим критериям и по ее соответствию принципам и основным законам данной науки, а также тем, что нового дает она практике. Любой предмет изучают с известной долей условности, упрощая его и абстрагируясь от многих его свойств. Иначе невозможно. К примеру, вся физика полна идеализации, благодаря которой и сформулированы законы физических явлений. Отмечу, что и математические уравнения – красивая выдумка познающих истину. В Природе ничего не бывает равного; здесь всегда действуют соотношения «больше» или «меньше». Да, это так, но как замечательно «работает» эта выдумка!

Как же научиться выделять что-то самое существенное в предмете? Нужно сделать так, чтобы самое существенное проявилось как бы само собой, а несущественное стало как бы незаметным. Многое в создании такой ситуации, на мой взгляд, зависит от пространственно-временных соотношений предмета и субъекта. Какими должны быть эти соотношения, может подсказать опыт астрономии. В пределах Солнечной системы планеты (как предмет) и субъект удалены друг от друга на такое расстояние, которое позволяет видеть главные сущности кинематики движения планет и абстрагироваться от их небольших случайных отклонений (они просто напросто незаметны). Случайные изменения движения и нарушения закономерности развития свойственны каждому предмету, но их начинают отчетливо видеть лишь с некоторого приближения к нему. Причем с некоторого расстояния они становятся столь значительны, что становятся сопоставимыми с закономерными изменениями и затушевывают их.

Итак, для отчетливого познания существенных закономерностей предмета благоприятны определенные диапазоны «дистанций» и временных отрезков его наблюдения, при которых субъект в состоянии увидеть и сущность развития вещи, и случайные отклонения этого развития. На максимальной «дистанции» (и скорости изменений) станут незримыми случайности, но будут хуже просматриваться и закономерности; на минимальной дистанции сущность вещи рискует быть затушеванной второстепенными деталями. Ближе минимальной «дистанции» предмет воспринимается как хаотичное разнородное образование, сущность и форма которого не видны, видны лишь его отдельные части. Как говорил поэт Сергей Есенин: «Лицом к лицу, лица не увидать». К примеру, под микроскопом можно добиться такого увеличения изображения края линейки, что совершенно невозможно будет установить, что это фрагмент тела, край которого имеет при обычном восприятии прямолинейную форму, – таково будет влияние микронеровностей. Если произвести замедленную съемку движения падающей капли, то станет видно, что это движение исключительно сложно. Вместо направленной вертикально вниз прямолинейной траектории, как четко видно при обычном восприятии движения капли, мы увидим ее хаотичные движения в стороны, вниз и даже, наоборот, вверх. Рассматривая отдельный участок движения в таком масштабе, можно даже прийти к «обоснованному» выводу, что капля движется вверх, т. е. совершенно неверно познать сущность ее движения. Чтобы правильно познавать, нужно подобрать оптимальные пространственно-временные соотношения предмет-субъект как с помощью приборов, так и с помощью теоретических моделей, статистического, кластерного и факторного анализов. Уменьшив масштаб рассмотрения предмета и (или) увеличив скорость его развития посредством эксперимента или идеализированной модели, можно избавиться от случайных деталей и увидеть закономерности.

«Нет ничего в мышлении, – считает Аристотель, – чего бы раньше не было в ощущении, и нет ничего в науке, чего раньше не было бы в опыте» [цитировано по Ю. С. Салину (1989), с. 131]. П. С. Таранов (1996) считает, что наше знание открывается и приумножается с помощью психогенных механизмов, в основе которых лежат закон информации (постоянного пополнения знаний, стремления полностью узнать все о предмете и увидеть новое в нем), закон отставания (уяснение факта всегда отстает от его новизны и делается по аналогии, исходя из имеющихся старых знаний), закон соотнесения (сравнения вещей по смыслу и сущности, уяснение особенностей нового, создание его особого образа, сравнение его с известными вещами по аналогии и подобию, необходимые для лучшего понимания новой вещи или мысли другими людьми). С помощью **уподобления** неизвестной ранее вещи уже известным неизвестная ранее вещь становится нам известной и более понятной. «Ведь все подобно всему в каком-нибудь отношении, – говорит Протагор» [цитированно по П. С. Таранову (1996), с. 285]. Метод уподобления – это мост между известным и неизвестным (интуитивно ощущаемым, впервые установленным), «это средство опредметить мысль, чтобы чувственно ее воспринять» (Таранов, 1996, с. 54). Этот метод хорош для объяснения понятий, суждений, теорий и законов и им, конечно же, следует пользоваться.

Исключительно полезны для познания предмета **идея элементарности** (выделения в сложном большом малом простого и однородного «неделимого»), **идея сохранения** (вещества и энергии), **идея симметрии** (идея общей гармоничной конструкции, управления законами), **идея единства**

физической картины мира (принципиальная аналогия устройства многих вещей). В совокупности с опытными данными эти методы подводят нас к формулированию основных аксиом (или принципов) поведения, соотношения, свойств, присущих предмету, затем к созданию гипотезы (логически непротиворечивого, согласующегося с известными фактами объяснения механизма, свойств, связей явления), которую необходимо проверить на опыте, математизировать, переработать в теорию, вывести следствия из предложенной теории, границы ее применимости и подтвердить правильность того и другого в экспериментах.

В последние десятилетия много говорится о **системном анализе**. Надо отметить, что в физике, химии, биологии системный подход-анализ появился и стал целесообразен только тогда, когда были прочно обоснованы теоретические основы этих наук. Геоморфология и география таких основ еще не имеют, а системный анализ уже поставили здесь во главу угла всех исследований. Создание системных моделей предмета конечно необходимо, вопрос только в том, как их создавать. «Система... означает не вещь, а перечень переменных... Мы, и только мы окончательно решаем, что нам признавать за похожее на машину (систему) и что не признавать» (Эшби, 1959, с. 63-64). Я бы определил **систему как модель, представляющую связи и законы взаимоотношений между элементами предмета** и «работающую» аналогично предмету моделирования. Часть системы без других ее частей не работоспособна (эмерджентность системы). **Природная система – это нечто целое, внутренне неоднородное, но взаимосвязанное и стремящееся в своем закономерном развитии достичь максимума энтропии**, иначе говоря, стремящееся стать однородностью. Элемент природной системы такой способностью не обладает (он уже обладает своей максимальной энтропией и участвует в развитии и движении лишь благодаря самой системе).

В принципе, познание в итоге главным образом сводится к тому, чтобы идеализовать (в чем-то упростить, от чего-то абстрагироваться), понять предмет и представить его как «работоспособную» систему. Именно в таком виде знания о предмете исследования эффективнее всего использовать в эксперименте и практике. Путь создания модели-системы предмета исследований очень не прост и требует умелой постановки проблем и задач исследований. Проблема – это наше знание о незнании чего-то (Шарапов, 1989). Опыт научных исследований показал, что постановка проблем и задач – это в значительной мере искусство («Эврика!»). Решение задач зависит от объективности вводимых данных и будет осуществлено лишь при условии, что задачи четко и однозначно сформулированы, что строго оговорены все их условия, и задачи имеют смысл в данной науке. Географам и геоморфологам надо научиться ставить задачи и вопросы так, чтобы на них можно было бы получить убедительный ответ. Априорно зная, что на вопрос не может быть получено формально строго обоснованного ответа, – это задавать некорректный вопрос. Действительно прав И. П. Шарапов (1989), что одна из важных проблем науки состоит сейчас и в плохой постановке вопросов и задач.

Важной составляющей познания являются методы **объяснения** знаний. Объяснение – это способы представления знаний, способы передачи познанного другим субъектам. Если нечто познанное одним субъектом не воспринято другими субъектами, значит оно так и останется непознанным, исчезнет вместе с субъектом. Поэтому объяснение есть неотъемлемая часть познания. При дотошном объяснении сущности чего-то сущность этого понимается-познается еще глубже. «Если очень захочешь объяснить что-то другим, то, возможно, и сам в конце концов что-то поймешь» (Салин, 1989, с. 20). Существует неписанное правило в кругах ученых-физиков: «если ты не можешь объяснить суть решаемой тобой проблемы уборщице или вахтеру (не в обиду им будет сказано), то это значит, что ты сам ничего не смыслишь в предмете своих научных изысканий». Важно не только открывать новое знание, но и уметь делать его понятным и доступным для всех. Например, какой-либо процесс становится тогда наиболее легко понимаемым, когда его механизм геометрически представлен в действии и реальных соотношениях сил (тележка на наклонной плоскости). Чтобы что-то объяснить еще лучше, надо это показать. Лучше один раз увидеть, чем сто раз услышать. Видимое воспринимается гораздо проще и лучше, чем слышимое.

Для объяснения новых идей полезно обращаться к опыту других наук. Простые и понятные примеры эффективных решений аналогичных проблем в этих науках – весомый козырь в дискуссии. Но не все объяснения могут быть легки для восприятия и запоминания. Понимание многих вещей в науке требует больших знаний, а усвоение знаний требует от познающего больших усилий. Ведь «не охватив научную конструкцию целиком, логику и целесообразность авторского замысла не уяснишь. А весь вывод, как его ни схематизируй, часто оказывается сложным, громоздким. Чтобы удержать его в голове, требуется напряжение мысли» (Салин, 1989, с. 6).

Объяснением Д. Харвей (1974) считает любой приемлемый ответ на вопросы «почему?» и «как?». По его мнению, объяснение индуктивно или дедуктивно (через априорные модели) формулируется в виде закона или закономерности. Г. Ф. Уфимцев (1994) считает, что в науке вопросы «почему?» и «как?» не совсем уместны. По его мнению, для геоморфологического объяснения

требуются «добротные исходные материалы о структуре рельефа. Затем порядок в теории. Некоторые геоморфологические законы: закон взаимодействия эндогенных и экзогенных сил, закон расчленения – выравнивания, закон усложнения... Далее следует указать на необходимость известной свободы мысли исследователя от текущей... научной моды» (Уфимцев, 1994, с. 95-96). Отмечу, что вопросы «почему?» или «как?» всегда были и есть в науке самые трудные, однако следует пытаться на них ответить. В психологии людей заложено стремление знать ответ на эти вопросы, несмотря на их трудность. Нужно просто отделять эти вопросы от других вопросов и реально оценивать научные возможности ответить на них в настоящий момент.

Нужно сделать несколько замечаний к методологии использования так называемых опубликованных научных «данных». Опыт научных исследований на примере наук о Земле показывает, что если при решении какой-либо научной проблемы использовать все опубликованные «данные» и мнения по этой проблеме и положить их в основу ее решения, то решения не будет, т. к. мнения и «данные» почти по любому вопросу в географии и геоморфологии разнятся до противоположных и исключающих друг друга. Добросовестно получая такую картину, некоторые исследователи (Heine, 1983) делают вывод о том, что в Природе был лишь хаос. Действительно, при подобном подходе к научным реконструкциям возникает множество нелепостей и противоречий, которые невозможно объяснить никакими моделями, если вкладывать в последние хотя бы немного здравого смысла. Поэтому нужны критическая оценка и обоснованный отбор данных.

1. 6. Теории и гипотезы, научные законы и закономерности

Имея четко определенные понятия, аксиомы, методы исследования и достаточное количество фактов о предмете, мы можем формулировать вопросы-задачи о сущности его поведения-отношений и решать их. В конечном итоге решения задач перерастают в теорию. Теория – это система формально правильно построенных высказываний, описывающих: модели, задачи, решение задач, процедуру получения фактов и проверки их соответствия ожидаемым результатам и реальным предметам, а также правила интерпретации. Теория начинается с научных представлений. Научные представления – это знания, которые формально-логически не могут быть признаны теорией (в них входят гипотезы, предположения, идеи, интерпретации, варианты различных объяснений одного и того же явления и т. д.). Непосредственно предшествует теории **«гипотеза»** – логически обоснованное предположение о сущности чего-либо. «От гипотезы теория отличается фактической «истинностью»; гипотеза же истинна не фактически, а лишь логически» (Шарапов, 1989, с. 58). Итак, **«теория» – логически обоснованное представление о сущности чего-либо, подтвержденное экспериментами и практикой, истинное для определенных условий.**

Теория – это представления, идеализирующие и упрощающие объект. «С позиций «как есть на самом деле» может быть разрушена любая теория, в частности механика (ведь материальная точка, если исходить из здравого смысла, – нонсенс), классическая термодинамика... и т. д.» (Методы теоретической геологии, 1978, с. 22). Реальность, взятая в «чистом» виде, обычно настолько сложна и запутана, что для познания и построения теории каких-то ее взаимосвязей приходится упрощать ее и идеализировать. Образно говоря, теория «представляет собой сито, которое просеивает и сортирует бесчисленные факты и без которого факты остались бы запутанным клубком бессмысленностей» (Бартон, 1963, с. 156). «Теоретическую концепцию можно критиковать, выявляя ложные основания, на которых она зиждется, или логическую противоречивость. То, что данная модель – идеализация и не встречается в природе, не может служить основанием для критики» (Поздняков, Черванев, 1990, с. 19). Академик С. И. Вавилов даже подчеркивает: «Многие этапы истории науки сопровождались сознательным закрыванием глаз до поры до времени на группы фактов и целые области явлений, усложняющих задачу» [цитировано по Ю. С. Салину (1989)].

Методология и логика науки предъявляют многочисленные требования к теориям и теоретическим конструкциям: выводимость из наблюдений, однозначность, непротиворечивость, простота построения, отсутствие логических кругов в последовательности вывода, возможность пополнения новыми характеристиками, совместимость с другими моделями-теориями (Салин, 1983). «Интенсивность теоретизации знания определяется... уровнем абстракции, степенью идеализации понятий, жесткостью фиксации понятий-терминов, строгостью логических связей и степенью открытости их системы, формализацией научного языка, математизацией закономерностей» (Круть, 1978, с. 53). Теория включает две части: 1) – соотношение свойств предметов с математическими величинами и 2) – уравнения или законы, устанавливающие соотношения между этими величинами. «Теории могут быть генетическими, историческими, причинными. Но не обязательно. Ни одному из этих требований не отвечает геометрия – наука, ...служащая эталоном совершенства теоретических построений... Ньютон, стремившийся построить физику по образу и подобию геометрии, часто подчеркивал необязательность выявления причин для изучения явления» [цитировано по Ю. С. Салину (1989), с. 239].

Чтобы выводить теории, необходимо иметь **факты**. «При построении теории можно пользоваться лишь величинами принципиально наблюдаемыми и измеряемыми», - указывает Д. Гамов [цитировано по Г. М. Голину (1987), с. 479]. Целесообразно следовать при этом и принципу У. Оккама: *Enta non sunt multiplicanda praeter necessitatem* (сущности не должны быть умножаемы сверх необходимости). Некоторые считают, что теоретические и историко-генетические представления не выводятся из данных наблюдений. «Ни одна физическая теория не появилась как результат созерцательных размышлений над поведением вещей или над опытными данными» (Методы теоретической геологии, 1978, с. 59). Или «на опыте можно проверить теорию, но нет пути от опыта к построению теории» (Эйнштейн, 1968, с. 291). Вряд ли это так. История науки показывает, что опыт может существовать и эффективно использоваться без формально обоснованной теории, но теория всегда так или иначе базируется на опыте или представлениях, выведенных ранее из опыта многих поколений (такowymi представлениями является прежде всего логика, с помощью которой создаются теории). Теория, образно говоря, все равно является осмыслением опыта, каких-то опытных данных, и утверждение о том, что «нет пути от опыта к построению теории», противоречит здравому смыслу и логике. Вопрос в другом: каков этот путь? Ответить на него действительно непросто. **Путь от известного к неизвестному всегда неизвестен, но это не значит, что его не существует.**

Следует согласиться с тем, что «теория должна быть объясняющей... Согласно современной точке зрения, объяснить явление, объект – значит подвести его под закон, установить его закономерную связь с другим явлением, объектом. Объяснить закон – значит подвести его под теорию. Объяснить теорию – значит подвести ее под более общую теорию» (Салин, 1989, с. 240). Считается, что «ни одно явление в науке не имеет полной аналогии в жизни, и поэтому лучше не объяснять одно явление с помощью другого. Предполагать, что научное объяснение метафорично, значит, путать научную теорию с библейскими притчами» – заключает канадский философ Марио Бунге [цитировано по Ю. С. Салину (1989), с. 241]. Трудно согласиться с таким подходом. Конечно, разные явления не могут быть полностью аналогичны друг другу, иначе бы они не считались разными явлениями или вещами. Но многие разные вещи имеют также и похожие свойства (размеры, массу, энергию и т. д.), что доказывают и используют в своих целях математика или физика. Так почему бы не использовать метод аналогии как **дополнительный** метод научного объяснения, если с его помощью кому-то будет что-то легче понять?...

«Главное дело науки – разработка теорий и открытие законов» (Шарапов, 1989, с. 67). Как говорится, «нет ничего практичнее хорошей теории и точных научных законов» (Иммануил Кант). «Самые надежные прогнозы и ретрогнозы делаются на основании законов» (Шарапов, 1989, с. 67). Что такое **научный закон**? Закон – необходимое, существенное, устойчивое, повторяющееся отношение между явлениями в природе и обществе (Асеев и др., 1988); или – констатация некоего порядка (или связи) между явлениями, который не изменяется в данных условиях (Вебстер..., 1973); или – правило, гласящее, что если в природе существует некоторая ситуация, то из нее вытекает определенное следствие (Арманд, 1975); или «закон в природе – это взаимная связь двух объектов или процессов, или двух свойств..., связь объективная..., необходимая при наличии определенных условий и инвариабельная» (Шарапов, 1989, с. 70). Считаю целесообразным упростить данные определения: **закон – это определенная связь-соотношение между некими элементами-явлениями, всегда реализующаяся между ними в определенных (идеальных) условиях.** Закономерность – проявление закона в реальном мире вещей, в котором необходимые для реализации закона условия не идеальны. Поэтому данная связь или соотношение проявляется не всегда точно, а имеет тенденцию реализовываться согласно закону, приближенно следуя ему. Э. Н. Елисеев (1990) выделяет 5 наиболее общих групп законов естествознания:

1. Закон взаимосвязи-взаимодействия (третий закон Ньютона, третье начало термодинамики, принцип Ле Шателье и др.).
2. Закон сохранения-преемственности (закон инерции, закон сохранения вещества и энергии и др.).
3. Закон соответствия (второй закон Ньютона, второе начало термодинамики и др.).
4. Закон периодичности (периодические химические реакции, периодического строения вещества).
5. Закон необратимости изменений в материальном мире (развитие систем в неравновесных условиях; этот закон играет решающую роль в природных процессах, т. к. обычно природные системы неравновесны).

Быть может часть этих законов правильнее оценить как принципы, которые присущи различным природным системам. Очевидно следует стремиться обнаружить их и сформулировать применительно к геоморфологии, географии, геологии. Однако многие считают, что законов в геологии и в геоморфологии или нет, или же они неясно и плохо сформулированы (Методы теоретической геологии, 1978).

Многие основные законы науки, выведенные в ходе эмпирических и теоретических исследований, не историчны и не причинно-следственны. «Закон... только констатирует обобщенный характер какой-

то фактической зависимости (последовательности, корреляции и т. д.). Объяснение... (явлений)... начинается только установлением координации законов» (Фресс, Пиаже, 1966, с. 164). Большинство законов Природы (законы Ньютона, Галлилея, Кеплера и др.) не выводятся непосредственно из установленных эмпирических фактов. Эти законы можно вывести из эмпирических данных лишь благодаря некоторой дедуктивной идее, гипотезе, модели.

1. 7. Классифицирование, связь наук

Проблема классификации одна из наиболее острых в науке. Вальтер Кубиена (1948) указывает по этому поводу: «Покажите мне вашу систему классификации, и я скажу вам, как далеко вы ушли в разработке исследуемой проблемы». «Правильно составленная классификация, отобразив закономерности свойств и развития классифицируемых объектов, глубоко вскрывает связи между изучаемыми объектами и помогает исследователю ориентироваться в самых сложных ситуациях, служит основой для обобщающих выводов и прогнозов» (Геологические тела, 1986, с. 65). Пример такой классификации – таблица химических элементов. Правильные «классификации играют в науке такую же фундаментальную роль, как уравнения фундаментальных законов в точных науках» (Геологические тела, 1986, с. 65).

«Классификация – система соподчиненных понятий (классов объектов) какой-либо области знания, используемая как средство для установления связей между этими понятиями» (Энциклопедический словарь, 1982, с. 593). Определение неудачное, типичная тавтология. Чтобы составить классификацию, нужно уже знать связи между классами, здесь предлагается эти связи устанавливать посредством классификации. Д. Харвей (1974) считает, что **классификация** – есть правила выделения или упорядочивания групп объектов, задаваемых конкретной целью их изучения. Пожалуй, это определение лучше подходит к термину «классифицирование», как и определение из геологического справочника: «классификация» – логическая операция распределения объектов по классам, связанным в систему и различающимся между собой по интересующим нас признакам, между которыми установлены отношения однопорядковости и подчиненности (Геологические тела, 1986).

Можно определить **«классификацию» как форму представления возможных множеств (классов) элементов предмета, обособляющихся друг от друга по точным признакам. Она должна быть построена на основе известной закономерной последовательности и связи между элементами некоторой природной системы соответственно общим свойствам и отличительным признакам этих элементов.** «Классифицирование» – создание классификации. Цель классификации – представление научных знаний в простой, логичной и наглядной форме, позволяющей уяснить суть предмета, известное и возможное множество его элементов, их связи, последовательности, закономерности и даже нерешенные вопросы.

Процедура классифицирования очень сложна. Следует обратить внимание на методологические исследования И. П. Шарапова (1986), который указывает, что «классифицируемые предметы должны быть определены так, чтобы для каждого из них можно было найти как сходство, так и отличие от других предметов. Распределение предметов по классам должно делаться... по такому признаку, который поддается однозначной констатации. Все предметы делимой совокупности должны участвовать в классификации» (с. 290). При классифицировании не следует делать иерархических различий между редко встречающимися и широко распространенными видами элементов. Важны их отличительные признаки. У химиков, к примеру, одинаковый ранг имеют и железо, и золото, хотя содержание последнего в земной коре в миллион раз меньше. Классификации нужно строить на основе теорий данной науки. Есть два подхода к составлению классификаций: дедуктивное (логическое) обособление элементов предмета и эмпирическое (индуктивное). Первый хорош, когда есть теория, второй – когда ее совсем еще нет. В этом случае применяют количественные методы классифицирования (кластерный анализ и др.). Но это решение оказывается, как правило, неточным и должно расцениваться как предварительное, требующее доработки. При построении классификаций надо использовать те признаки, которые измеряются или логически выводятся из формальных определений объекта классификации (Лоскутов, 1988; и др.). Правила классифицирования совокупности элементов в логике таковы (Логика, 1995): 1) деление должно быть соразмерным; 2) оно должно производиться по одному основанию; 3) члены деления должны исключать друг друга; 4) деление должно быть непрерывным.

Логические правила построения классификаций нацелены на обеспечение непротиворечивости и связности классификаций. Непротиворечивость достигается разбиением универсального множества согласно некоторому признаку или группированием элементов во множества, этих множеств – в большие множества и т. д., но ни один элемент при этом не может быть отнесен к двум различным классификационным разрядам одновременно (Харвей, 1974; Арманд, 1975). Границы между разными категориями элементов должны быть всегда определяемыми. Нечетко определенные границы нарушают и дискредитируют всю систему классификации (Боул и др., 1977). Последовательность классифицирования такова (Геологические тела, 1986; Логика, 1995):

1. Выделение совокупности элементов.
2. Установление их признаков (главных, необходимых).
3. Выявление распределения признаков среди этих элементов.
4. Группировка элементов в таксоны соответственно распределению признаков.
5. Размещение таксонов относительно друг друга согласно законам и связям системы и ее внешних управляющих.

При этом таксоны должны быть дискретными (некий элемент должен принадлежать лишь одному таксону), а суждения о признаках элемента достоверными и математически точными, верными для всех элементов данного таксона. Уайтхед (Whitehead, 1925) отмечает по этому поводу: «...если вы не можете перейти от классификации к математике, ваши рассуждения не многого стоят» (цитировано по Боул и др., 1977, с. 264).

Конечная цель классификации – предсказание новых классов объектов и определение новых свойств у объектов (Лоскутов, 1989). Отмечу, что множество элементов обычно всегда известно не полностью, поэтому очень важно сначала уяснить известные для элементов закономерности и последовательности, задать структуру классификации и лишь затем соотносить с ними известные на данный момент элементы. О правильности и эффективности такого подхода свидетельствует опыт создания классификации химических элементов (Периодической системы элементов). Сначала была предложена идея и структура этой классификации, затем все известные элементы были «размещены» по соответствующим им местам в этой структуре, причем много мест оказалось «свободных». Эти «вакансии» следовали из самой классификации, иначе говоря, структура и закономерности классификации оказались способны предсказать наличие элементов, которые еще не были известны, и даже довольно точно оценить их должные свойства (германий и др.). Как известно, все это блестяще подтвердилось.

Предлагаются следующие виды классификаций:

1. Дихотомическая классификация – совокупность объектов делится на две части, эти части вновь каждая на две и т. д.
2. Гетерогенная классификация – классификация, в которой на каком-либо уровне имеется два или большее число оснований деления.
3. Гомогенная классификация – на всех уровнях имеется только по одному основанию деления.
4. Генетическая классификация – основывается на генетических признаках.

И. П. Шарапов (1986) считает их всех нелогичными. Думается, что это утверждение требует проверки. Классификации представляют обычно в виде текста, таблицы и в виде «классификации-дерево». Наверное специфика предмета и знание о нем определяют оптимальную форму классификации, но все же табличная форма представляется мне наиболее эффективной, что показывает и доказывает Периодическая система химических элементов.

Факты, понятия, теории, законы, классификации данной науки должны сравниваться и взаимовязываться с фактами, понятиями, теориями, законами, классификациями других наук, логики, философии, методологии познания и не должны им противоречить. Наиболее удачно проявляется связь между науками через математику. Математика позволяет объединять предметы по сходству их логических структур, а не по близости самих предметов. Она позволяет отыскать логические аналогии, казалось бы, совершенно разных явлений, вещей, процессов, которые, как доказывает математика, оказываются удивительно аналогичны и описываются одними и теми же уравнениями (к примеру, потенциал электрического поля, гравитационного поля, температурного поля). Математика играет роль универсального языка и «катализатора» во взаимодействии разных наук и необходима для их взаимного проникновения и сближения. Поэтому всякая наука должна быть «математизирована». При этом для решения научных задач не всегда обязательно применение вычислительной математики. Математической прежде всего должна быть сама схема рассуждений (Воронин, Еганов, 1974), а также формулировка основных понятий, аксиом и законов данной науки.

Кроме того, связь в науках о Земле должна осуществляться через частичное наложение свойств предметов исследования друг на друга (наличие общей для этих их предметов группы свойств). К примеру, геохимическая и геологическая системы знаний о литосфере обязательно должны частично накладываться друг на друга, представляя различные аспекты химического состава хемогенных пород. Геоморфологическая и геологическая системы стыкуются друг с другом через седиментационные образования, почвенная и геологическая – через поверхностные измененные горные породы. Посредством совместных исследований частей этих предметов будет осуществляться эффективная связь и обмен между научными дисциплинами.

1. 8. Некоторые замечания об этике в науке

Почти по любому вопросу в науках о Земле идут споры, часто ожесточенные, иногда с оскорблениями оппонентов, с намеренными искажениями их данных и идей. Из-за несовершенства понятийного аппарата и формально-логических основ научных знаний оппоненты зачастую не могут доказать друг другу правильность своих представлений. В ход вступают эмоции и амбиции, и бывает, что бывшие коллеги становятся врагами друг другу. Таких примеров сколько угодно. Так называемые научные «войны», где используются и грязные методы, – не редкость. «В игре без правил победа приходит не к тому, кто прав. Дипломатия, тактика, политес – вот главные козыри в геологическом противоборстве» (Салин, 1989, с. 112). Актуальна эта проблема взаимоотношений и в России. Если, к примеру, на Западе система науки построена таким образом, чтобы исследователь по возможности специализировался по своей узкой теме и занимал свою научную «нишу», не «мешая» другим (что, кстати, неэффективно в научном отношении), то в России (традиционно еще от СССР) выбор научно-исследовательской темы в науках о Земле пока контролируется не столь жестко. В результате, один и тот же район или тему разрабатывают десятки конкурентов, деятельность которых зачастую ознаменована борьбой между собой. Все знают об этом, но обычно помалкивают. Действия, как правило, идут за кулисами. Нет, наверное, такого человека, который бы с удовольствием читал и слушал бы насмешки, оскорбления и вранье в свой адрес. Но все же не стоит вступать в «войну» с оппонентами. Наши последователи разберутся, кто и в чем был прав. **В науке надо побеждать не оппонентов, а научные проблемы.** За это нас кормит и содержит общество.

Оценка трудов других ученых – дело рискованное, неблагодарное, но нужное. Главное, чтобы она была честной и помогала лучше понять чей-то труд, а не становилась орудием апологетики (восхваления) или, наоборот, разоблачения, иначе говоря, орудием чей-то политики. Самым важным делом рецензентов должно быть установление и оценка положительных, новых результатов в каком-либо научном труде. «Искал новое и интересное, но не нашел» – это вывод о его бесполезности, а неточности можно найти у всех и сделать это не трудно. К сожалению, и излишнее восхваление, и некорректные разоблачения не столь редки в научных дискуссиях и рецензиях. Но они представляют, так сказать, «грубую» политику – простую и понятную. И она является для науки гораздо меньшей опасностью, чем политика **«умолчания»**. Специально «замолчать» чей-то труд, не упоминать о нем – это самый верный способ не дать ему ход, и пользуются им обычно тогда, когда новые результаты представляют реальную опасность для существующих «общепринятых» парадигм и мнений, и, в конечном итоге, для личных интересов. Отметить этот труд – значит признать свои заблуждения; раскритиковать его – значит привлечь к нему внимание...

Нельзя умолчать еще об одной, на мой взгляд, абсолютно неэтичной и неприемлемой тенденции последних лет. Редколлегии престижных научных журналов (особенно западных) настойчиво рекомендуют ссылаться в публикациях прежде всего на новейшие литературные источники и даже отказывают в публикации, если в ней в основном даны ссылки на научную литературу прошлых лет. Тем самым цитируются главным образом лишь авторы, имеющие возможность публиковаться в настоящее время, и создается иллюзия, что именно эти авторы «делают» современную науку, и именно их работы являются новым научным вкладом. Как правило, даже не слишком глубокое знание литературы по тематике позволяет увидеть, что множество современных работ являются «информационным шумом» и компиляциями, а презентуемые в них идеи (если таковые презентуются) зачастую высказаны многие десятилетия назад другими учеными, на которых часто просто не ссылаются (Ведь не обязательно! Главное новейшие публикации упомянуть...). Как можно назвать такое?... Уж чего-чего, но указание на приоритет предшественников – дело чести, совести и элементарной порядочности каждого научного работника. В былые времена обычно ссылались на самые **ранние работы**, в которых предлагались некоторые идеи или же новые факты. На более поздние работы ссылались лишь в том случае, если они содержали действительно новые данные. И это справедливо!

История науки накопила громадный материал о научных ошибках, заблуждениях, успехах, о научной борьбе, следствиях побед и поражений. Грех было бы не воспользоваться этим опытом. В научном познании, объяснении и оценке есть еще и человеческий фактор, и он также важен. Не может не тронуть судьба В. Пенка, его научный путь. Тем более великими кажутся его научные разработки и ничтожными ошибки. Или научный путь Абрахама Вернера. На их фоне фигуры Лайеля или Дэвиса кажутся менее значимыми, особенно на фоне несправедливой критики идей Вернера и В. Пенка непонятыми их коллегами и тем более нашими современниками. А чего стоит история трудяги и умницы Шерпантье и прохиндея Агассица, нагло присвоившего идею ледникового периода? (Хэллем, 1979)... Подобные дела все равно рано или поздно становятся известными, и не стоит действовать по принципу «после меня хоть потоп». А Вы как думаете?...

2. Геолого-географические и физико-математические науки в сравнении

Многие исследователи признают, что геолого-географические науки пока вряд ли соответствуют общим методологическим требованиям. К примеру, А. Н. Павлов (1990, с. 147) пишет: «только создав новый стиль мышления, основанный на системе теорий, строго научном языке и новой системе методов, геология сможет выйти на теоретический уровень познания». Ю. А. Воронин и Э. А. Еганов (1974, с. 43-44) еще более категоричны, справедливо считая, что «...геологические определения не удовлетворяют требованиям формальной логики, геологический язык очень в малой степени обладает доказательной и информационной функциями, ...классификации геологических объектов с формальных позиций совершенно неудовлетворительны». Сходной точки зрения придерживаются Ю. С. Салин (1989), И. П. Шарапов (1989) и другие. Науки о Земле еще находятся в стадии научного становления. Чтобы одолеть ее побыстрее, надо знать, к чему стремиться и что преодолевать. Для этого весьма полезен опыт состоявшихся наук: математики, физики, химии и др. Поэтому необходимо уяснить, хотя бы на самом простом уровне, сущность структуры и методологии этих наук (что было сделано выше) и использовать их опыт при совершенствовании наук о Земле.

Прежде всего это касается научного языка. Физика и математика, к примеру, основываются в принципе на нескольких десятках понятий-терминов (исключая свою прикладную сферу, где терминов десятки тысяч), а геология, география, геоморфология загружены их десятками тысяч – одних только терминологических справочников по геоморфологии издано в России 10 томов. Причем многие понятия определены явно неудовлетворительно. Как указывает Ю. С. Салин (1989, с. 154), «очень часто в геологии неизвестное определяется через еще более неизвестное или через друг друга, например «система – это совокупность горных пород, накопившихся в течение геологического периода», «геологический период – это отрезок времени, в течение которого накопились отложения системы». «В большинстве случаев понятия в геологии употребляются вообще без определений. Но чтобы понятие получило права гражданства в некоторой научной области, оно должно быть определено. Если нечто вводишь в научную конструкцию, покажи, зачем это делается и как им пользоваться. Чтобы быть пригодным в качестве научного, понятие прежде всего должно быть однозначным. Двусмысленность хороша лишь в анекдотах. Если на входе теории – неясности – откуда возьмется ясность на выходе? Не случайно в геологии практически не встречаются длинные цепи логического вывода – даже сами авторы не питают к своим рассуждениям большого доверия» (Салин, 1989, с. 151). Действительно, создается впечатление, что географы при обобщениях и выводах боятся рассуждать логически. Вероятно потому, что станут сразу видны ошибки. Примеры логических рассуждений, которые даются в географической литературе, взяты, как правило, из учебников по формальной логике.

В физике и математике работа по совершенствованию понятийного аппарата всегда была на острие внимания, никогда не понималась как «покушение» на авторитеты. А вот в геологии и географии еще предстоит создать подходящую научную атмосферу для нечто подобного. Физики делают анализ возможных постановок задач и вопросов приложимости задач для реальной природы и единственности их решения, а геологи и географы такие задачи перед собой зачастую и не ставят. Физик строит гипотезу на базе знаковой модели посредством математической постановки задачи, а геолог и географ – с помощью образной модели на основании рассуждений, считающихся правдоподобными. Физик идеализирует предмет и абстрагируется от множества связей его с окружающими объектами, выделяя лишь наиболее значимые для предмета исследования связи, отбрасывая случайные. Геологи-географы обычно стремятся усложнить предмет, учесть всевозможные его связи, не умеют и, скорее, не хотят отделить второстепенное от главного, случайное от необходимого, абстрагироваться от случайного. Все это не способствует развитию геологической теории. «В современной геологии почти общепринята следующая философская посылка: чем сложнее объект, тем более необходимы при его изучении методы, позволяющие исследовать его во всем многообразии – системный, многомерный анализ, статистика. Однако больших перспектив на этом пути не вырисовывается. Приемлема скорее противоположная посылка: чем сложнее объект, тем более необходимы при его изучении упрощение, схематизация. Один из основоположников теории сложных систем, У. Эшби подчеркивает, что изучение сложных систем как раз и заключается в том, чтобы найти пути их упрощения. К реальному объекту во всем его многообразии подходят методом последовательного приближения – сначала строят простейшую схему, затем ее последовательно усложняют» (Салин, 1989, с. 214). «Роль индуктивных моделей (описаний) в геологии действительно гипертрофирована непомерно, тем более в сравнении именно с точными науками» (Методы теоретической геологии, 1978, с. 59).

Считается, что главный методологический принцип в географии – принцип всеобщей взаимосвязи и взаимообусловленности в природе (и в обществе). Основной метод географии – геометод, сущность которого заключается в раскрытии связи вещей и явлений в пространстве

(Кедров, 1967). Для его реализации используют комплексный подход и системный анализ, которые должны учесть всю сложность устройства и связей предмета исследований. Б. М. Кедров (1967) утверждает, что метод редукционизма (сведения сложных явлений к простым) в географии и геологии вряд ли применим. Считаю, что такой подход к познанию предмета ошибочен, а системный анализ еще не имеет в географии и геологии научного базиса. Общепринято, что географический комплекс (ландшафт, к примеру) – это совокупность многочисленных компонентов окружающей среды в их взаимосвязи и взаимодействии. Но что же это такое, состоящее в каждой точке одновременно из «черного», «белого», «красного», – невозможно, на мой взгляд, понять и представить.

Но самое главное препятствие в применении так называемого комплексного подхода это то, что достаточно точное познание взаимодействия многочисленных одновременно изменяющихся компонентов просто невозможно. «Задача о движении нескольких взаимодействующих тел ... в математическом отношении настолько трудна, что до сих пор остается не решенной в общем виде. Даже в случае трех тел их движения и взаимодействия настолько сложны, что нельзя получить общие формулы, по которым можно было бы вычислять положения этих тел в пространстве...» (Климишин, 1976, с. 90). Как показал еще в 1772 году Лагранж, задача трех тел имеет точное математическое решение лишь в двух частных случаях. Географический комплекс является несравнимо более сложным образованием, чем комплекс из трех тел, поэтому перед «комплексным» подходом стоят куда более сложные (**в принципе нерешаемые**) задачи. Эффективнее было бы исследовать какой-то один компонент окружающей среды и поочередно соотносить его с другими, т. е. решать задачи взаимодействия двух тел, которые решаемы.

В науках о Земле уже достаточно давно применяются точные физические и химические методы. С их помощью можно установить и оценить многие свойства горных пород, почв или ландшафтов, однако эти данные, как правило, отражают лишь точку опробования и бывают недостаточно представительны для геологического подразделения или ландшафтной единицы. Обосновать и определить репрезентативные точки опробования сложно построенных природных объектов является важной задачей. Решение ее зависит во многом от дефиниции элементов литосферы или георельефа. Оно же определяет возможность проведения точного анализа и синтеза элементов в науках о Земле. Слишком активное стремление к синтезу информации в геоморфологии или почвоведении **на настоящий момент** скорее мешает познанию георельефа и почв. Какой может быть синтез, если еще не разработан точный анализ этих предметов? Он сделан, но обычно не в аспекте геоморфологии или почвоведения, а в аспекте физики, химии почв и горных пород; иначе говоря, в интересах других наук. Синтез же без формально точного анализа – ошибочен методически и практически. Можно, конечно, решать проблемы рельефообразования или почвообразования и эмпирически (и практики уже на протяжении нескольких тысяч лет решают их, особо не спрашивая теоретиков), но сколько было и будет при этом ошибок? Многого ли добились бы физики и химики, не имея теории и методологии? Немногого. И слишком долгими усилиями.

Ю. А. Воронин и Э. А. Еганов (1974) подчеркивают, что при проверке полученного решения физик опирается на основные принципы и законы, а затем на эксперимент. Геолог опирается на нестрогие причинно-генетические представления, а затем на данные наблюдений. «Если взять почти любой учебник по геологии, то мы не найдем в нем ни одного геологического закона» (Зубков, 1979, с. 198). Действительно, формулированию геологических законов уделяется недостаточно внимания, но следует отметить, что некоторые результаты геологических исследований уже можно трактовать, по мнению И. П. Шарапова, как законы, хотя, быть может, и неудачно сформулированные. Для физика определение области применимости, точности и перспектив использования полученного решения – этап обязательный. Географы и геоморфологи обычно обсуждают лишь перспективы использования полученных данных. Оценка теоретических работ по физике идет с позиций «что и как сделано», а в геологии – «что и сколько сделано». Физики считают работу теоретической, если опираются на модель, которая удовлетворяет методологическим требованиям, не противоречит основным законам, не содержит формально-логических ошибок, позволяет получать новые проверяемые следствия. Геологи считают работу теоретической, если она содержит причинно-следственные и генетические выводы, дающие приближенные прогнозные оценки. Все эти действующие подходы в геологии и географии – тормоз в развитии их теории (Воронин, Еганов, 1974).

«Отсутствию всяких критериев и правил в геологии придается чуть ли не статус закона. По словам В. Н. Вебера – геологические исследования – работа творческая, индивидуальная, одухотворенная долей фантазии» (Салин, 1989, с. 108). Дополню, что следствием такой работы нередко являются выводы, которые невозможно доказать, результаты, которые нельзя воспроизвести, спор, который не имеет решения, оценка, которая является делом вкуса каждого. И это прекрасно понимают и сознают многие специалисты. «Один геолог – две точки зрения» – любимая шутка российских геологов. «Геолог пишет как человек, преодолевающий тяжкие сомнения»

(Катастрофы..., 1986, с. 10). «Передовой фронт науки всегда оставляет за собой технологию, рутину, механически... выполняемые операции. Чтобы открыть законы Ньютона, надо было иметь творческий гений Ньютона, чтобы воспользоваться ими, достаточно незаконченного среднего образования. В геологии же до сих пор нет ничего выполняемого механически, все имеющиеся методы должны применяться творчески, вдумчиво, осторожно, надо хорошо знать геологическое строение района, быть высококвалифицированным специалистом, знать и уметь еще многое другое... Простейшие утверждения, за которыми в более строгих науках закрепилось и другое, уважительное наименование «фундаментальные», в геологии расцениваются как «прописные истины», не заслуживающие не только формулировки, но и упоминания» (Салин, 1989, с. 201-202).

Главный практический результат научных исследований физиков – это создание **искусственных объектов**, функционирующих согласно установленным физическим законам. Но точно предсказать поведение физического явления в реальной Природе (оползня, ветра, волны) физики также не могут, как и географы-геологи. Однако последние ставят себе именно такую невыполнимую задачу, хотя следовало бы, не забывая про оценку природных ситуаций, главный акцент исследований перенести на создание искусственных географических сред (участков), организованных по установленным географическим законам и управляемым. Ясно, что сначала географические «машины» будут несовершенны, но если будут проводиться работы в данном направлении, то будут и результаты. Действуя именно в этом направлении, можно более успешно решать экологические проблемы.

И еще один важный момент, на котором хотелось бы остановиться подробнее. В науках о Земле обычно отсутствует четкое разделение на теоретическую, экспериментальную и прикладную сферы, но доминирует специализация: магматизм, стратиграфия, ландшафтоведение и т. д., объединяющая в едином лице и теорию, и эксперимент, и практику. Если проводить параллель данной ситуации с ситуацией политической (да простят мою вольность коллеги!), то в ней явно просматривается отсутствие системы разделения властей. Это может приводить в конечном итоге к образованию особых, «тоталитарных» научных структур, озабоченных прежде всего проблемами финансирования. Для этого зачастую выдумываются модные, впечатляющие налогоплательщика псевдонаучные кампании (к примеру, «потепление климата», «динозавры», «озоновая дыра» и т. д.). В таких условиях настоящей наукой можно и не заниматься, главное держать нос по ветру... Что же имеет место в физико-математических науках с этих позиций? Их разделение прежде всего по контролирующим друг друга отделам (теория, эксперимент, практика) вполне похоже на систему разделения властей в идеальном государстве (власть законодательная – теория, власть судебная – эксперимент, власть исполнительная – практика). В этой ситуации создаются более благоприятные условия для развития науки: осуществляется взаимный контроль, есть разделение труда, успех каждого выгоден всем, конструктивная критика становится для субъекта полезной и необходимой, реализация идей происходит быстро, теории, модели и технологии постоянно совершенствуются. Отсюда идут успехи этих наук. И вот к чему нам надо стремиться, хотя и в этих науках далеко не все и не всегда идеально.

Поэтому уместно будет остановиться на общей оценке науки, данной А. А. Зиновьевым (1994). «Современная наука не есть сфера человеческой деятельности, участники которой только и заняты поисками истины» (с. 253). Она сочетает в себе как научность, так и антинаучность. «Научность производит абстракции, антинаучность их разрушает под тем предлогом, что не учитывается то-то и то-то. Научность устанавливает строгие понятия, антинаучность делает их многосмысленными под предлогом охвата реального многообразия. Научность избегает использовать те средства, без которых можно обойтись. Антинаучность стремится привлечь все, что только можно под тем или иным предлогом. Научность стремится найти простое и ясное в сложном и запутанном. Антинаучность стремится запутать простое и сделать трудно понимаемым очевидное... Сначала научность и антинаучность рассматривают как равноправные стороны единой науки, но затем антинаучность берет верх. Научности в рамках науки отводится жалкая роль чего-то низкосортного. Ее терпят лишь в той мере, в какой за ее счет может жить антинаучность. В тенденции ее стремятся изгнать из науки совсем, ибо она есть укор для «нечистой совести»» (с. 253-254). Следует не забывать о таких тенденциях и не допускать их, делом и решением проблем активно борясь с заблуждениями, иначе какой смысл работать в этой области...

В чем нуждаются науки о Земле в первую очередь? В формализации, математизации, структурно-функциональной перестройке. Дело это сложное, требующего не только огромного труда и новых идей, но и изменения «атмосферы» научного творчества, ведь как говаривал Вольтер: «Опасно быть правым там, где авторитетные лица не правы» [цитировано по И. П. Шарапову (1989)]. А пока же, как сказал Ю. А. Косыгин в предисловии к книге Ю. С. Салина «Стратиграфическая корреляция» (1983): «Ситуация в геологии... такова, что если ты разработал теорию и методологию,

то сам воплощай ее в методы, алгоритмы и применение на практике, если не хочешь быть переоткрытым лет через 200. Только такие сквозные разработки способны поломать барьеры недоверия».

«Как известно, решение любой научной проблемы порождает новый комплекс вопросов... В научных исследованиях удовлетворение находит только тот, для кого результат представляет лишь шаг на длинном пути познания и кто не чувствует себя обескураженным, обнаружив в конце исследования целый комплекс вновь возникших вопросов» (Рейнек, Сингх, 1981, с. 404). Но если этот путь становится хождением по кругу и не приносит новых знаний и решений, то это значит, что наука находится в кризисе и необходимы уточнения ее методики, фундаментальных представлений и теорий. Какими должны быть эти уточнения, насколько сильно должны они менять теоретические основы самой науки? Есть два пути:

1. Небольшие и постепенные дополнения, уточнения теоретических положений науки без существенной перестройки ее исторически сложившихся привычных общепринятых основ.
2. Принципиальные изменения теоретических положений науки, существенно перестраивающие ее теорию и методологию.

Будучи противником слишком революционных настроений отмечу, что вторым путем необходимо идти, когда научная отрасль не дает новых результатов или когда сложившиеся научные представления логически противоречивы и недостаточно строги формально. Вот тогда «...в науке, как и в обществе, все попытки спасти положение путем видоизменений, дополнений и латания старых форм одинаково бесплодны. В свете опыта и дискуссий мы должны вновь продумать до конца самые основы науки» (Бернал, 1956, с. 660). «При разработке альтернативных моделей и гипотез... часто необходимо занять крайнее положение, чтобы увидеть недостатки модели и принять иное решение» (Грегори, 1988, с. 18). Но «перестраивать существующие теоретические конструкции необходимо лишь тогда, когда без этого и в самом деле нельзя обойтись» (Салин, 1989, с. 250).

Итак, выход из кризиса примерно ясен. Удивительно, но почему же кризис недостаточно активно преодолевается? И почему эти, казалось бы, простые и понятные вещи не всеми исследователями осознаются, не всеми принимаются за руководство к действию? Очевидно, имеются еще и психологические трудности. Человеку, связанному сложившейся системой, слишком трудно отказаться от своих приоритетов и начать сначала... Есть ли другие причины отставания геологии (и географии)? По мнению И. П. Шарапова (1989), они заключаются и в том, что с геологов никто не спрашивает теории, но требуют практических решений, а теоретические проблемы обычно пытаются решить одиночки-энтузиасты. Однако главной научной задачей геологии является все же создание «метагеологии» – науки о самой геологии, ее структуре, методах и развитии (Шарапов, 1989). Наверное, стоит согласиться с этим предложением.

Из всего вышеизложенного создается довольно мрачное представление о состоянии дел в геолого-географических науках. С одной стороны это так, с другой – совсем не так. И физики, и математики тоже могут ошибаться и ошибаются. Не все в геологии и геоморфологии так уж плохо. Эти науки имеют громадные перспективы и прикладной потенциал. «Ошибки Кельвина и Джеффрейса дают геологам дополнительную уверенность в своих собственных результатах, и они в дальнейшем не испытывают необходимости получать разрешение физиков, для того чтобы выдвинуть геологические теории» (Оллиер, 1984, с. 373). Многие ученые убеждены в необходимости перемен в географии и геологии (Д. Харвей, Ю. А. Воронин, Ю. А. Косыгин, И. П. Шарапов, Ю. С. Салин, Г. Ф. Уфимцев, А. Н. Ласточкин и многие другие), методологически верно (и во многом аналогично) представляют себе необходимую структуру и функцию наук о Земле. Усилиями В. Пенка, А. Вернера, А. Вегенера, В. В. Докучаева, С. А. Зимова, У. Кэри, Л. Кинга, Г. У. Линдберга, М. Миланковича, Ю. С. Салина, С. Л. Троицкого, Н. А. Флоренсова, Г. Ф. Уфимцева, Е. В. Шанцера и многих других ученых накоплен громадный идейный и фактический материал, который требует дополнительного осмысления и, как будет доказано ниже, есть все предпосылки перевести эти науки в разряд точных. Нужно лишь упорядочить эти знания, придать им строгий формальный характер, преломить специфику предметов наук о Земле через призму общенаучной методологии.

Возможно, что этот краткий экскурс в проблемы познания и оценки ситуации в науках о Земле может кому-то показаться не совсем уместным в рамках данной работы. Думаю, что это не так. К сожалению, этим вопросам уделяется недостаточно внимания и проходит зачастую много времени, пока исследователь-природовед начинает понимать важность этих вещей и начинает оценивать свои результаты по должным требованиям, зачастую убеждаясь, что основная часть времени и сил была растрачена впустую. Поэтому-то и нужен зданию геоморфологии твердый фундамент.

3. О состоянии дел и главных проблемах геоморфологии

In kritischen Lagen soll man nicht Sündenböcke suchen, sondern einen Ausweg.
В критических ситуациях нужно искать не «козлов отпущения», а выход из положения.

Hanna Suchocka

Ясно, что всякая наука должна выполнять запросы и потребности практики. Выполнение многих из этих потребностей не реализуемо без точных знаний. Поэтому и в науках о Земле необходимо найти путь к точному знанию. Примером поиска этого пути может наилучшим образом служить геоморфология, потому что она, в отличие от других геолого-географических наук, основывается на точной количественной фактологической (морфометрической) базе, может быть очень эффективной в прикладном отношении и имеет все предпосылки стать точной наукой.

Как действительно необходима информация о рельефе, показывают относительно большие инвестиции, вложенные в его топографические измерения. Почему же в исследование морфографии, структуры, генезиса, динамики, возраста рельефа инвестировано сравнительно немного? Почему в последние 15-20 лет резко уменьшился интерес к геоморфологии, почему прекращены во многих странах государственные программы региональных геоморфологических исследований? Ведь соответственно многим публикациям есть твердая убежденность, что знания о рельефе могут иметь и вроде как имеют очень хорошее прикладное применение. Причем области применения геоморфологии обозначают как исключительно разнообразные, а именно: геология, климатология, инженерная геология, биология, гидрология, сельское и лесное хозяйство, строительство, почвоведение, экология, ландшафтоведение, планирование, поиск полезных ископаемых, охрана природы и др. (Звонкова, 1962; Büdel, 1963; Kugler, 1965; Миханков, 1973; Tricard, 1972; Demek, 1976; Barsch & Liedke, 1980; Mäusbacher, 1985; Федоров, 1989; Ласточкин, 1991; Уфимцев, 1994; Leser, 1995; Ahnert, 1997; и др.). Это же должно быть свойственно и геоморфологическим картам: «Полезность геоморфологической карты очевидна... и не нуждается в подробном объяснении. С полезностью и необходимостью геоморфологической карты для фундаментальных геоморфологических исследований связано и ее позитивное воздействие на основополагающие исследования в смежных геолого-географических науках» (Werner, 1977, с. 23) и т. д.

Геоморфология может действительно иметь очень много областей применения. Но почему же она пока не находит своего должного признания и широкого применения? Почему же действительно широко используются в основном только топографические данные о рельефе? Хотим ли мы этого или нет, но практика дает нам только один ответ, а именно: **многие возможности прикладного применения геоморфологии теоретически не обоснованы, эффективно не осуществлены и убедительно не презентированы.** Такова ситуация в геоморфологии, о чем осторожно, но все-таки говорят. «Председатель германской рабочей комиссии по геоморфологии сделал критические замечания о ситуации в германской геоморфологии, которые заслуживают стать предметом интенсивной дискуссии... Нет необходимости искать сейчас новые геоморфологические аспекты; гораздо актуальнее стоит вопрос, как могут быть улучшены геоморфологические исследования **методически?**» (Semmel, 1996, с. 99). «Историко-генетические исследования в геоморфологии страдают в настоящее время тем, что они для географии не считаются практически важными» (Semmel, 1996, с. 100). Или «...нашим геоморфологическим картам не придается такого важного научного и практического значения, какое имеют картографические продукты других геолого-географических наук» (Göbel, 1978, с. 8).

Флоренсов Н. А. (1978) также считает, что «геоморфология, несмотря на все ее триумфы, до сих пор окончательно не встала на ноги. Лишь очень приблизительно известно, что такое предмет ее исследований» (с. 6). Доминирующее направление в современной геоморфологии – это определение связей между рельефом и геологическим субстратом, генетическое истолкование орографии и морфоструктурное направление. Геоморфология отвлекается на сферы контакта с другими науками и все меньше занимается собственно рельефом (Флоренсов, 1978). Он же отмечает, что необходимо усовершенствование в первую очередь ее понятийного аппарата и подчеркивает, что в геоморфологии еще не исчерпаны возможности собственно морфологического, а не только историко-генетического аспекта, и что необходимо развивать собственно морфологические методы (Флоренсов, 1978). Арчиков Е. И. (1981) также утверждает, что дискуссия о содержании геоморфологии возникла из-за неопределенности предмета исследования, применяемых терминов

и методики. Он же подчеркивает, что о методах этой науки зачастую почти ничего не говорится, и не доказано, есть ли собственно геоморфологические методы и какие. К сожалению, нужно признать, что Е. И. Арчиков во многом прав.

Следует согласиться также и с А. Н. Ласточкиным (1991) в том, что в геоморфологии «...до сих пор отсутствовали возможности использования методических направлений, имеющих общенаучное значение, широко и давно уже применяющихся в физике, химии, биологии» (с. 172). Он считает, что этому препятствует ряд обстоятельств. «К первому относится теоретическая и методическая «запущенность» геоморфологии и принижение в ней той роли, которая отводится дедуктивному подходу... Абстрагирование от конкретных свойств реальных объектов осуществляется крайне неохотно и болезненно, а это отрицательно сказывается на развитии науки в целом... Геоморфологические исследования, чаще всего базируясь на геологическом и (в меньшей степени) собственно геоморфологическом эмпирическом материале, оторваны от общих концепций рельефообразования (В. Дэвиса, В. Пенка...), которые, строго говоря, не отвечают требованиям, предъявляемым к научным теориям, хотя бы потому, что не могут быть принципиально верифицируемы, проверены практикой и опровергнуты» (Ласточкин, 1991, с. 172-173). Он же полагает, что «самостоятельность геоморфологии может быть обеспечена только в результате проведения общего аналитического картографирования рельефа на морфологическом принципе специальных морфологических исследований и разработки методов и критериев динамической интерпретации морфологии» (Ласточкин, 1991, с. 195). При этом необходимо полным ходом использовать в геоморфологии учение о симметрии, метод аналогий, банк эталонов частей рельефа («руководящие образцы»), моделирование (эталонные модели, экспериментальные, теоретические, региональные). Следует создать свой язык описания эмпирического материала. В этом случае очень полезны разработка своей символики характеристик элементов рельефа и оптимальное сочетание литературного и математического языков (Ласточкин, 1991).

Другие исследователи настроены более оптимистично. Селиверстов Ю. П. (1992) отмечает, что «в ряде специальных научных исследований... встречаются утверждения о кризисе или весьма неблагоприятном положении в геоморфологии. Это дает основание заниматься определенным пересмотром традиционных подходов, искать пути выхода, не всегда корректно переоценивать прежние достижения, выводы, создавать новые парадигмы, при этом, к сожалению, явно недостаточно совершенствовать традиционные методы исследований и углублять достигнутое. Есть ли кризис в геоморфологической науке? Думается, что нет. Налицо не кризис, а своеобразное отставание темпов развития науки по отношению к общему прогрессу, особенно приоритетных направлений науки... Несовершенство традиционной геоморфологии оказывается в том..., что она увлеклась не столько морфологией рельефа, сколько его генезисом и возрастом. Но так ли это? Конечно, нет. Конечно, не все разработки здесь имеют одинаковую ценность, существует плюрализм мнений, разнообразие толкований и многообразие понятийных представлений на фоне общей идеи, что взаимозависимое действие экзогенных и эндогенных процессов в земной коре и в атмосфере осуществляло перемещение земных масс с формированием рельефа в вещественной среде» (с. 25).

Отмечу, что во многом Ю. П. Селиверстов прав, однако его оптимизм не совсем соответствует реальной ситуации в геоморфологии, в которой «своеобразное отставание темпов развития» длится слишком долго и сказывается негативно на ее развитии, что подтверждают и замечания Д. А. Тимофеева (1989): «К. К. Марков в свое время хорошо сказал: **все дороги географии сходятся в геоморфологии**. Послевоенные годы были расцветом геоморфологии в Академии наук СССР и в ВУЗах страны. В 1950-е годы группа геоморфологов на географическом факультете МГУ состояла из 30-40 человек. В последние годы студентов-геоморфологов становится все меньше и меньше. В этом учебном году их количество в одной группе всего 10-12. С годами утратились серьезные геоморфологические позиции в ландшафтоведении. Это – вина геоморфологов» (с. 123). Анализируя сложившуюся ситуацию, Тимофеев Д. А. (1981) ставит следующие вопросы: Были ли в ходе развития геоморфологии революционные идеи и учения? Можно ли ждать новых коренных изменений в геоморфологии? Застой сейчас или развитие? Нужен ли перелом идей? Он признает, что в геоморфологии есть нечеткость, запутанность терминологии, что у выделяемых объектов нет четких границ, многие объекты сходны и плохо различимы, что около 10 тысяч зачастую неясно определенных терминов запутывают и перегружают исследователя и т. д. «Геоморфология до сих пор не имеет своего Линнея, может быть он никогда и не родится. Отсутствие строгой геоморфологической систематики и классификации – это и беда, и радость науки о рельефе» (Тимофеев, 1981, с. 32). Почему беда – вроде бы понятно, но в чем же заключается радость?...

Однако в итоге Д. А. Тимофеев (1981) делает вывод, что «из обзора явствует, что кризиса в геоморфологии нет. Наука о рельефе продолжает развивать свою теорию, активно внедряется в практику... Совершенствуются методы исследований, появляются новые направления и ветви геоморфологии» (с. 41), ее фундамент прочен, она остается наукой объяснительной, и ее старые теории отнюдь не устарели и т. д. Ну что же, великолепно! Один только вопрос тревожит – почему же эта наука мало кому нужна и ее продукты почти не пользуются спросом?

Каково же реальное состояние дел в четвертичной геологии и геоморфологии? Судя по вышеизложенному, есть как успехи, так и неудачи, причем последних больше. Особенно неудовлетворительным представляется мне состояние изученности георельефа в сравнении с изученностью геологического строения территорий, причем прежде всего в отношении методологии его изучения и картирования. Одной из причин этого отставания является несовершенство теории геоморфологии. И до сегодняшнего дня геоморфология имеет хаотичный терминологический аппарат, противоречивые модели развития и образования рельефа, несовершенные методы исследования и описания георельефа. Поэтому нужно попытаться сделать все для решения этих важнейших проблем, **ведь пока еще никто не доказал, что они не решаемы**. При этом, очевидно, должны быть введены принципиальные новшества в теоретическую геоморфологию, а ее методы существенно изменены. Иначе, как утверждает Бернал (1956, с. 660) «...в науке, как и в обществе, все попытки спасти положение путем видоизменений, дополнений и латания старых форм одинаково бесплодны».

3. 1. Постановка целей и задач теоретической геоморфологии

Симонов Ю. Г. (1988) подчеркивает, что любая наука последовательно и параллельно решает один и тот же ряд задач возрастающей трудности: 1) описание; 2) объяснение; 3) предсказание; 4) управление; 5) создание объектов с заданными свойствами. Он утверждает, что геоморфология уже лет 100 решала первые две задачи и лишь недавно приступила к решению третьей и четвертой. По моему мнению, о каких-то научно-строгих решениях третьей и четвертой задач пока не может быть и речи, т. к. формально точно не решены первая и вторая.

Итак, основной целью данной работы является разработка и представление теории геоморфологии, как основы для решения задач описания и объяснения геоморфологического строения земной поверхности. Теоретические основы геоморфологии должны включать в себя:

1. **Первичные геоморфологические термины-понятия и предмет геоморфологии.**
2. **Элементы литосферы и георельефа и их главные категории.**
3. **Исходные определения и аксиомы главных категорий элементов георельефа.**
4. **Законы и процессы образования и развития этих элементов.**
5. **Теории геоморфогенеза и морфостратиграфии.**
6. **Морфогенетические и морфостратиграфические классификации.**
7. **Методы исследования георельефа, интерпретацию геоморфологических данных и их прикладное использование.**

Методы исследования и картирования георельефа, интерпретация геоморфологических данных и их прикладное использование являются весьма обширными разделами геоморфологии и должны быть представлены отдельными книгами (планирую написать их), развивающими и логически продолжающими теоретические представления, изложенные в данной книге.

Разработка предлагаемой теории геоморфологии опирается на общую научную методологию, специальную геолого-геоморфологическую литературу (Penck, 1924; Звонкова, 1962; Büdel, 1963; Kugler, 1965; Троицкий, 1967; Миханков, 1973; Флоренсов, 1978; Rice, 1980; Федоров, 1989; Ласточкин, 1991, 1998; Борисевич, 1993; Уфимцев, 1994; Ahnert, 1997; и многие другие), концептуально новые идеи и результаты полевых исследований автора. **Необходимо подчеркнуть, что предложенные аксиомы, законы и модели являются чисто теоретическими представлениями, которые абстрагируются от множества деталей и случайностей геоморфологической «реальности» и сильно идеализируют ее. Но иначе нельзя, если требуется развивать науку и повышать ее эффективность. Необходимость именно такого подхода давно доказана всем опытом научной деятельности.**

4. Введение в геоморфологию

Многими неоднократно подчеркивалось, что современный понятийный аппарат геоморфологии еще недостаточно совершенен, чтобы формально корректно ставить и решать геоморфологические задачи или вести теоретический анализ. С таким положением дел нельзя мириться, тем более, что **геоморфология в отличие от других наук о Земле имеет точные количественные характеристики своего предмета и все условия стать точной наукой**. Попытаемся изменить это положение дел, обобщив имеющиеся знания и предложив новые решения старых проблем.

Термин «геоморфология» складывается из трех древнегреческих слов: *ge* = земля, *morphe* = облик, форма и *logos* = слово, речь, содержание, сущность. Он обозначает науку о формах земной поверхности (Leser, 1997). Как наука определяется геоморфология по-разному (Терминология..., 1977; Leser, 1997; и др.). Но в одном можно быть уверенным, и все с этим согласны, что геоморфологи занимаются изучением форм земной поверхности (изучают ее рельеф). Чтобы представить все принадлежащее этой науке, нужно для начала объяснить ее исходные главные понятия.

4. 1. Исходные понятия геоморфологии: поверхность, земная поверхность

В представлении Г. Ф. Уфимцева (1994 и др.) понятийная система геоморфологии должна строиться на двух исходных понятиях: «рельеф» и «коррелятные отложения». Следующий шаг в ее построении по Г. Ф. Уфимцеву – это поиски и определение ключевого понятия для геоморфологических классификаций – элемента рельефа. Несколько другой подход предлагает А. Н. Ласточкин (Проблемы..., 1988, с. 53), который считает, что «...только на морфологической основе возможно создание единого универсального языка, с помощью которого может быть формализован, точно записан, закартирован, сопоставлен друг с другом рельеф любого происхождения и возраста». Позже А. Н. Ласточкин (1991) подчеркивает, что «если геоморфологические понятия и далее будут базироваться лишь на не поддающихся формализации... генетических представлениях, то вряд ли геоморфология когда-либо достигнет современного уровня химии и... качество ее классификаций не поднимется над их настоящим недопустимо низким уровнем» (с.95). На мой взгляд, оба подхода имеют недостатки. Первый включает часть предмета исследования геологии, второй уделяет недостаточное внимание важным аспектам геоморфологии.

При построении понятийного аппарата геоморфологии было бы правильнее исходить из определения предмета геоморфологии (см. ниже). Предметом геоморфологии является рельеф твердой земной поверхности (**георельеф**). Поэтому сначала надо определить-объяснить термины «земная поверхность» и «георельеф». Термин **«земная поверхность»** может и должен быть производным от геометрического понятия «поверхность». Этому понятию существенное внимание уделяет лишь А. Н. Ласточкин (1991), который правильно утверждает, что изначальным понятием в геоморфологии должна быть «поверхность». Что же такое поверхность? Считается, что поверхность – это общая часть двух смежных областей пространства (Энциклопедический словарь, 1982), т. е. каждая из этих областей имеет одну и ту же поверхность. Аналогичное определение предложено и применительно к геоморфологии: «земная поверхность» (ЗП) есть общая часть разделяемых ею пространств: литосферы и атмосферы (Ласточкин, 1991). Чисто формально это значит, к примеру, что вода, которая окружает камень, имеет ту же самую поверхность, что и камень. Отсюда следует логичное, но абсурдное заключение о том, что часть воды является камнем, а часть камня – водой, т. к. они имеют общую часть. Это противоречит здравому смыслу и законам логики (закону тождества).

Чисто геометрически **поверхность – это некоторое искривленное или «ровное» место точек, протяженное в трехмерном пространстве лишь в двух направлениях** (имеет длину и ширину, не имеет толщины) (Grosses Universal Lexikon, 1998). Ровную поверхность называют **плоскостью**. Она не имеет кривизны, т. е. любая прямая линия, соединяющая ее две любые точки, совершенно точно совпадает с этой поверхностью (Энциклопедический словарь, 1982, с. 1026). Части поверхности, ограниченные прямыми или кривыми линиями, называют «планиметрическими фигурами» (треугольники, четырехугольники, многоугольники, круги, сегменты и др.). Эти фигуры имеют длину и ширину, но не имеют толщины. Также, как и любая кривая линия в принятом приближении может быть составлена из малых прямых отрезков, может быть составлена и любая искривленная поверхность множеством малых **плоских** фигур. При этом некоторые из этих фигур могут располагаться горизонтально, а другие наклонно.

Поверхности оформляют и ограничивают трехмерные «тела». «Тело в стереометрическом смысле есть множество всех точек, прямых и плоскостей трехмерного пространства, лежащих в пределах некоторой, полностью замкнутой части этого пространства, т. е. внутри ограничивающих поверхностей тела... Совокупность ограничивающих поверхностей тела называют его «внешней

поверхностью» (Mathematik, 1965, с. 218). Внешняя поверхность тела – геометрическое место его материальных точек, не имеющее толщины, ограничивающее тело от внешнего пространства и принадлежащее данному телу (dtv-Lexikon, 1997, т. 13, с. 151). **Внешняя поверхность** отграничивает данное тело от других тел, которые окружают его со всех сторон. **Внутренняя поверхность** отграничивает данное тело от других тел, которые окружены данным телом со всех сторон (находятся внутри его). К примеру, земная поверхность является внешней поверхностью земной коры; поверхность земной коры, отделяющая ее от астеносферы, является внутренней поверхностью земной коры.

Ласточкин А. Н. (1995) считает, что понимание поверхности как внешнего ограничения какого-либо тела не подходит для объекта геоморфологии, т. к. оно предусматривает связь только с литосферой. По его мнению, земная поверхность (ЗП) имеет 2 аспекта – физический и геометрический. Физическая ЗП имеет толщину, пренебрежительно малую по сравнению с вертикальными и латеральными размерами геолого-геоморфологических объектов-форм, она трехмерна. Геометрическая ЗП есть геометрическое место точек и (или) линий; она двумерна, но изображается в трехмерном пространстве. Такое разделение излишне усложняет наши исходные представления. Более продуктивна на этот счет точка зрения Ю. Г. Симонова: «Признав, что поверхность – это граница тела, мы снимаем вопрос о вещественности его поверхности. В самом деле, если литосфера материальна и вещественна, то почему следует сомневаться в материальности ее поверхности?» (Симонов, 1988, с. 40).

Все же необходимо принять, что конкретная поверхность всегда принадлежит какому-либо одному конкретному телу. Если тела соприкасаются, то соприкасаются и их поверхности, но поверхность у каждого из этих тел своя, обладающая свойствами принадлежащего ей тела. Конечно же, поверхность тела материальна. Физики, в отличие от геоморфологов, не дискутируют о том, материальна или нематериальна внешняя поверхность тел. Более того, они доказали, что поверхности обладают особыми материальными свойствами (адгезия, когезия) и разработали теории их поведения (в механике, гидравлике и др.).

Земная кора и слагающие ее горные породы также представляют собой геометрические тела (см. ниже главу 5.) и также имеют свои внешние поверхности. Внешнюю поверхность земной коры называют «земной поверхностью». В новом словаре «Wörterbuch Allgemeine Geographie» (1997, с. 180) земная поверхность определяется как «внешняя **оболочка** (или рельефная оболочка) земной коры, которая частично покрыта водой». Такое определение неверно, т. к. поверхность и оболочка в геометрическом смысле разные вещи. «Оболочка есть тело, ограниченное двумя поверхностями, и всегда имеет толщину (относительно небольшую)» (Энциклопедический словарь, 1982, с. 919). Оболочка не может быть земной поверхностью. Земная поверхность не имеет толщины. Если она будет иметь толщину, то она может не принадлежать геологическому телу, а должна сама считаться отдельным геологическим телом. В этом случае она явилась бы лишним понятием.

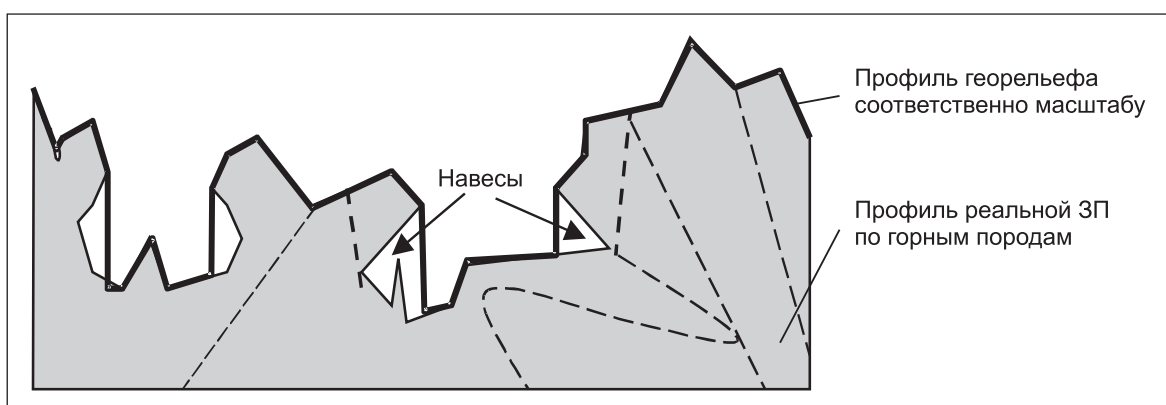


Рис. 1. Пример выделения профиля георельефа на реальном профиле земной поверхности

Любое геологическое тело (горная порода и др.) всегда ограничено своей поверхностью внутри земных недр и снаружи и всегда имеет воспринимаемый и измеряемый внешний облик (нем. Gestalt): своего рода прообраз, лик, фигура, образец (включая геометрические свойства, цвет, размеры, состояние вещи, наше ощущение ее). Форма может иметь структуру («структуру формы», составные свои части), и структура имеет форму («форму структуры», вид структуры). Форма – это не только «геометрия» вещи. Это **воспринимаемый облик вещи, создаваемый ее свойствами и**

свойственным ей пространством. Форма есть неотъемлемое свойство и тела, и его поверхности. Именно она легко и точно позволяет отличать вещи друг от друга. Именно через нее проявляется и содержание-состояние вещи, и процессы развития вещи. Изучая тело, мы прежде всего должны изучить его форму. Но понятие «форма поверхности» принципиально отличается от понятия «форма тела» (Ласточкин, 1991). Это правильно, но каково различие между ними? **Форма поверхности не имеет объема, форма тела имеет объем всегда.** Форма поверхности является плоской, но, как правило, изогнутой вверх или вниз вдоль некоторой линии или к точке. В геоморфологии целесообразно дополнительно принять, что **поверхность должна восприниматься в избранном масштабе исследования как непрерывность, не имеющая «обратного» наклона** (рис. 1).

Любая поверхность может быть составлена из разноориентированных, разнонаклонных плоскостей (треугольников, многоугольников) без остатка. Некоторое множество прилегающих к друг другу плоскостей назовем «**конфигурацией**» поверхности. **Конфигурация поверхности – совокупность разнонаклонных и разноориентированных плоских геометрических фигур,** составляющих данную поверхность. Конфигурации участков поверхности могут быть очень разнообразны. **Конфигурация поверхности и есть ее «рельеф».** **Рельеф – конфигурация какой-либо поверхности, определяемая относительно какой-либо точки или системы координат.** Термин «рельеф» – короткое, красивое слово, которое следует принять как исходное, в вышеизложенном понимании, а стремиться приблизить его определение к первоначальному латинскому смыслу (*relevo* (лат.) – поднимаю), по меньшей мере, нецелесообразно.

4. 2. Рельеф, георельеф

Под термином «рельеф» понимают: что-либо выпуклое, поднятия или неровности на земной поверхности (Webster..., 1973); строение земной поверхности (Ожегов, 1972); совокупность всех форм земной поверхности (Эдельштейн, 1947; Панов, 1966; Флоренсов, 1971; Рождественский, 1988); совокупность положительных и отрицательных неровностей поверхности Земли (Башенина, 1967); высотные различия между любыми участками земной поверхности (Мооре, 1961); совокупность неровностей видимой и ископаемой поверхности (Проходский, 1974); совокупность элементов земной поверхности (ЗП) (но не форм ЗП) (Ласточкин, 1991). Эти простые дефиниции сменяются более сложными: рельеф – «это совокупность неровностей земной поверхности (верхнего ограничения литосферы)...., свойство сложноустроенной поверхности...., мера кривизны земной поверхности, мера отклонения ее от поверхности некоторой идеальной фигуры, эллипсоида вращения, в частности» (Уфимцев, 1994, с. 17). Или: «георельеф – пограничная поверхность твердой земной коры (геодермиса) с гидро- и атмосферой» (*Wörterbuch Allgemeine Geographie*, 1997, с. 264). Или: рельеф земной поверхности – это неровности контакта (точнее, зона контакта переменной мощности) атмо-гидросферы (внешних сред планеты) с литосферой (внутренней средой планеты), постоянно взаимодействующих и взаимодействующих под воздействием экзогенных и эндогенных сил (Селиверстов, 1992).

Более просто к решению проблемы определения термина «рельеф» подходят Н. А. Флоренсов и С. С. Коржуев (1986), которые пишут, что классики геоморфологии принимали понятие «рельеф» как самоочевидное и достаточное – как совокупность форм земной поверхности – и это не мешало им создавать свои концепции, которые составляют основу геоморфологии. Почему же ведется дискуссия на эту тему? Наверное, из-за ощущения несовершенства понятия, потребности сделать его точным (Флоренсов, Коржуев, 1986).

Еще более остро ставится этот вопрос в статье В. Вад. Бронгулеева (1992), который пишет, что «в продолжительной дискуссии о предмете геоморфологии неожиданно трудным для определения и вызывающим наибольшее количество споров оказалось понятие «рельеф»... Камнем преткновения, на наш взгляд, являются соотношения между понятиями рельеф, поверхность, материальность и вещественность. С одной стороны, геоморфология как естественная наука должна, очевидно, иметь свой материальный объект исследования – какую-то часть природы. С другой, – кажется почти бесспорным и признается большинством исследователей, что таким объектом является рельеф земной поверхности. При попытке совместить эти два положения и возникают трудности. Одни исследователи при этом приписывают рельефу объемность и телесность – либо в самом общем виде (Флоренсов, Коржуев, 1986), либо указывая конкретные границы той оболочки Земли, которую они предлагают называть рельефом, как, например, О. Г. Токарский и В. П. Философов (1985), в определении которых рельеф оказывается синонимом земной коры, имея границами поверхность твердой Земли и поверхность Мохоровичича. Другие авторы справедливо критикуют подобные употребления слова рельеф, подчеркивая, что этимологически рельеф означает неровность и является морфологической характеристикой поверхности (Симонов, 1988; Ласточкин, 1988; и др.). Однако, развивая далее представления о невещественном рельефе,

многие исследователи все же указывают, что хотя он и не вещественен, но материален, так как относится к поверхности материального тела, либо дают такую характеристику не рельефу, а самой земной поверхности... Б. Г. Федоровым (1988) совершенно четко и недвусмысленно указано, что формулировка «материальный, но невещественный» применительно к рельефу лишена смысла, так как материя может существовать либо в виде вещества, либо в виде поля. Мы понимаем, что никто из геоморфологов и не представлял себе какую-то особую материальную и невещественную субстанцию рельефа, но, возможно, здесь происходила неявная подмена понятия рельеф представлением о земной поверхности. Действительно, если полагать, что рельеф есть лишь свойство или характеристика земной поверхности..., то его, очевидно, нельзя считать материальным. Если речь идет о земной поверхности как границе раздела сред – литосферы и атмо- и гидросферы, то реально существующим материальным объектом, соответствующим этой границе, может быть только переходный (или пограничный) слой вещества, всегда имеющий ту или иную толщину. Когда же мы говорим о поверхности, не имеющей толщины и именно поэтому невещественной, то речь может идти только о геометрической модели такого переходного слоя, а не о реальном материальном объекте. В таком смысле земная поверхность не только невещественна, но и не материална (так же, как и ее морфологическая характеристика – рельеф)... Если объектом нашей науки считать рельеф земной поверхности (в точном смысле этих слов), то необходимо одновременно признать, что геоморфология является наукой, не имеющей материального объекта, и не приписывать рельефу эту материальность. При такой трактовке объекта геоморфологии ее предметом может явиться, например, структура рельефа, закономерности его эволюции во времени и др. Если же для объекта геоморфологии сохранить требование материальности, то такому условию может отвечать только слой вещества той или иной мощности, «рельефообразующий субстрат». Нам кажется, что второй вариант больше соответствует положению геоморфологии как естественной науки. Хотя при этом ее объект совпадает в большей или меньшей степени с объектом геологии, но предметы исследований у них совершенно различны» (Бронгулеев, 1992, с. 22-24).

Отмечу, что хотя эти рассуждения полезны, они не приводят к точному выводу о том, что такое георельеф, а ставят перед выбором принять ту или иную точку зрения, исходя из склонностей и желаний, а не из однозначной логики доказательств. На мой взгляд, вполне эффективны представления основоположников геоморфологии, которые определяли «георельеф» как совокупность всех форм твердой земной поверхности – неровных и ровных (Рождественский, 1988). Это определение, конечно, требует уточнений, но суть рельефа оно отражает.

Итак, примем, что **георельеф есть внешний облик-состояние и конфигурация твердой земной поверхности**. Объяснение этого важнейшего первичного понятия в геоморфологии дополняется тремя определениями:

1. Георельеф есть внешний облик-состояние и конфигурация земной поверхности, точки которой количественно оцениваются тремя координатами пространства.
2. Внешний облик-состояние есть воспринимаемые и измеряемые геометрические (морфологические) и физические свойства земной поверхности (литосферы).
3. Конфигурация есть совокупность различно ориентированных и различно наклонных плоских геометрических фигур, составляющих земную поверхность.

Рельеф двумерен, но принадлежит трехмерным телам и может быть представлен и описан посредством координат трехмерного пространства. Различные его конфигурации означают, что георельеф сложное и гетерогенное образование. Составляющие его плоские фигуры не должны вертикально проецироваться друг на друга. «Нависание» (обратный наклон) части поверхности есть «запретное» отношение в георельефе, которое в Природе быстро уничтожается, если и возникает. К тому же обратный наклон невозможно отобразить на карте теми средствами (изогипсами), которыми обычно отображается георельеф. Обратный наклон земной поверхности целесообразно принять за ее «шероховатость» и пренебречь им при топографическом изображении георельефа (рис. 1).

Нужно также определить, что такое «твердая» земная поверхность, иначе внешнюю границу земных недр будет трудно определить. Как указывается в главе 5, примем за **«твердое» вещество литосферы такие горные породы, которые способны сохранять свою поверхность круче 45° в течение суток**. Рельеф поверхности таких «твердых» веществ и будет георельефом. Более подвижные, пластичные вещества назовем **«движущими средами»** (поверхностные воды, ледники, воздушные потоки). Посредством этих сред перемещаются частицы горных пород и тем самым изменяется георельеф. К движущим средам необходимо отнести также и так называемый **«деятельный слой»** – движущийся вниз по склонам слой разрушения (**выветривания**) горных пород, не являющийся в геологическом отношении особой горной породой.

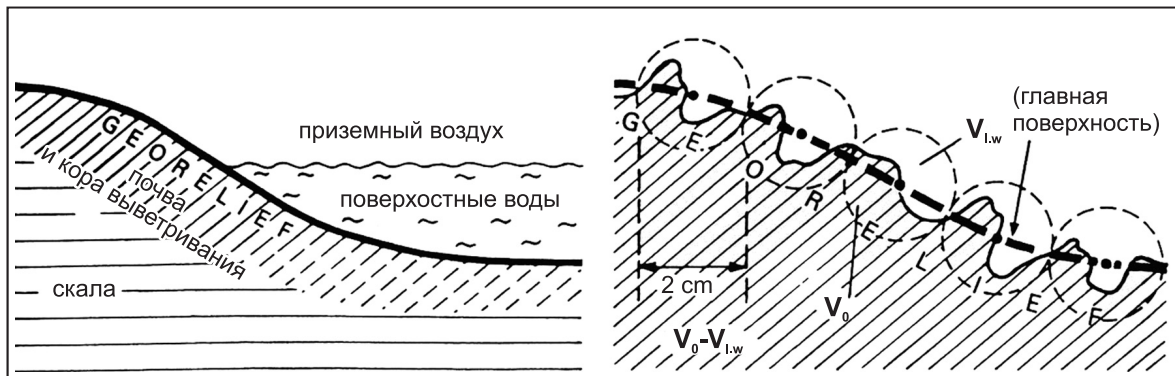


Рис. 2. . Выделение георельефа на профиле земной поверхности по Н. Куглер и др. (1980)

А. Н. Ласточкин (1991) считает, что необходимо «лишить» георельеф вещества и толщины (**мощности**), и это был бы первый шаг на пути к точному познанию связи георельефа со структурой и веществом литосферы. Это правильно. Мы не имеем ни фактических, ни логических критериев определения этой мощности. Попытки представить поверхность и георельеф как слой вещества очень малой, по сравнению с их латеральной протяженностью, мощности (так называемый «геодермис» по Г. Куглеру (1964, 1982) и др.) (рис. 2), являются неудачными, ибо они также не предложили логически и фактически обоснованных критериев для определения этой мощности. Однако следует отметить, что хотя ЗП и ее георельеф не имеют **геологической** толщины, тем не менее принадлежат они земной коре и имеют многие ее материальные свойства. Отсутствие «геологической толщины» у георельефа не означает, что при геоморфологических исследованиях ЗП необязательно использование знаний о геологических телах. Именно с помощью этих знаний познается георельеф, обусловленные им полезные ископаемые и другие прикладные свойства.

Каковы форма и содержание георельефа? Флоренсов Н. А. (1978) считает, что форма как внешнее проявление внутренних связей, как свойство предмета, взятое в статике, может быть понята и выведена только из свойств (элементов, частей, форм) движения. Он подчеркивает, что форма – синоним очертаний, контуров внешних границ предмета, определяющих его наружный вид, внешний облик. Но форма вещи – это не сама вещь, не материя; содержание вещи есть материальный субстрат. Он считает, что геоморфология имеет свой специальный субстрат, не тождественный геологическому. Содержание геоморфологических форм – материальные следы литодинамического потока, к примеру, денудационные и аккумулятивные осадки, вулкан, неотектонические формы и формы селективной денудации (Флоренсов, 1978). Несколько иначе рассуждают Поздняков А. В. и Черванев И. Г. (1990). Внешние очертания рельефа они называют его внешней формой или морфологией рельефа. Внутренней его формой (структурой) они предлагают считать то, что организует литодинамический поток. Ласточкин А. Н. (1991) подчеркивает, что форма в предмете геоморфологии есть рельеф ЗП, содержание – формирующие рельеф процессы. Содержание рельефа – процесс рельефообразования, отраженный в его формах (Мысливец, 1988; Селиверстов, 1992), но не геологический субстрат.

В этих утверждениях многое неясно. Очевидно, стремление оторвать геоморфологию от геологии и создает эти противоречия в понимании формы и содержания. В общепринятом понимании форма есть внешний облик вещи, создаваемый положением ее внешних границ (поверхности); содержание – материальные свойства вещи, которые проявляются в ее состоянии. Георельеф – это конфигурация поверхности горных пород, иначе говоря, внешний облик литосферы, которую составляют эти горные породы. **Горные породы** и ничто иное **есть содержание** (материальный субстрат) георельефа (ЗП). Геология и геоморфология имеют одну и ту же материальную часть своего объекта исследования – содержание (сущность) горных пород, однако исследуют разные аспекты проявления этого содержания. **Геоморфология занимается внешней поверхностью горных пород и ее формой, геология – телами-объемами горных пород и их формой.** Геоморфология познает структуру и функцию поверхности земной коры, геология (и геофизика) – структуру и функцию земных недр на глубину. Они неразрывно связаны между собой и являются, в принципе, единой наукой о форме и содержании земных недр.

4. 3. Геоморфология как научная дисциплина

«Геоморфология – область физической географии, которая занимается изучением геоморфогенеза, иначе говоря, рельефообразованием Земли, ее обликом, упорядоченностью и развитием» (Leser, 1997, с. 259). Уфимцев Г. Ф. (1994, с. 8) утверждает, что «геоморфология изучает рельеф ЗП и коррелятные ему отложения с целью установления его пространственно-временной структуры, происхождения и развития, и выработки рекомендаций для рационального использования». Симонов Ю. Г. (1988) уточняет, что геоморфология – это особая наука о форме Земли и рельефе ее поверхности (существующем, уничтоженном, погребенном). Г. И. Худяков (1988) полагает, что это наука о формах, возрасте и происхождении геологических тел с конформным им рельефом земной субазральной и субаквальной поверхности. По Д. Л. Арманду (1950, с. 81) «геоморфология есть наука о земной коре, изучаемой с точки зрения развития ее поверхности». Сходной точки зрения придерживается и М. А. Усов (1934).

Весьма полезными для понимания предмета геоморфологии являются представления С. Л. Троицкого и В. В. Ермолова, которые считают, что «главным предметом геоморфологии как науки представляются законы развития поверхности твердой земной коры. Основным же, хотя далеко не единственным, объектом исследования геоморфолога служит сама поверхность. Именно поверхность земной коры изучает геоморфология, прибегая к понятиям о рельефе, форме, конфигурации лишь для определения положения поверхности в пространстве. Соответственно геоморфология изучает не объемы и вещественный состав, а только внешнее ограничение геологических тел, интересуясь последними лишь постольку, поскольку они дают материал для решения ее собственных задач. Объемные «формы рельефа», «набитые» горными породами, – глубоко укоренившееся среди геологов, но ложное в геоморфологическом смысле представление» (Троицкий, 1967, с. 56; Ермолов, 1964). Н. А. Флоренсов (1978) считает, что эти мысли привлекательны прежде всего потому, что они отсекают прямые связи с геологией, и геоморфология приобретает как бы вполне автономное положение. Однако он подчеркивает, что игнорировать связь форм ЗП с геологическим строением невозможно, т. к. любое изменение поверхности есть следствие перемещения субстрата. Поэтому, по мнению Флоренсова, концепцию Ермолова-Троицкого можно рассматривать как удобный путь к формализации геоморфологии, но не как фундамент построения общей теории этой науки. Я считаю, что во многом С. Л. Троицкий и В. В. Ермолов правы, и тесные связи геоморфологии и геологии они вовсе не игнорируют, а наоборот, правильно уточняют.

Эти представления еще не полной мере совершенны, и большинство исследователей признают, что «геоморфология... до сих пор окончательно не встала на ноги. Лишь очень приблизительно известно, что такое предмет ее исследований» (Флоренсов, 1978, с. 6). А. Н. Ласточкин (1991) даже утверждает: «Создалась парадоксальная ситуация, при которой наука (геоморфология) не только не может четко и однозначно очертить свой предмет, но и за малыми исключениями, не пытается этого сделать» (с. 40). Это не совсем так. Геоморфологи снова и снова пытаются определить предмет своей науки. Только в России, к примеру, учтено и опубликовано 25 определений предмета-объекта геоморфологии (Асеев, Никифоров, Тимофеев, 1988), которые можно объединить в пять групп (Терминология..., 1977). Предмет геоморфологии это:

1. «Рельеф поверхности раздела между внутренними и внешними сферами Земли, между литосферой и атмосферой, гидро- и биосферой, изучаемый, если это требуется, вместе с рельефообразующим субстратом, но не сам этот субстрат, не тектонические движения» (Проблемы..., 1988, с. 14).
2. Строение, происхождение и закономерности развития современной поверхности Земли и ее современного рельефа (Рождественский, 1970).
3. Формы рельефа земной поверхности, их генезис, развитие и связанные с ними коррелятные отложения (Николаев, 1970).
4. Современный рельеф поверхности Земли (Эпштейн, 1970); законы развития поверхности твердой земной коры, поверхности литосферы (Троицкий, 1967; Арманд, 1950).
5. История развития современного рельефа Земли (Герасимов, 1946).

В качестве дополнений и уточнений к этим определениям выступают следующие: объект геоморфологии – это рельеф земной поверхности (ЗП), предмет – свойства и отношения рельефа с факторами и условиями его существования и развития (Асеев, Никифоров, Тимофеев, 1988); объект геоморфологии – рельеф твердой Земли, предмет – морфология, генезис, возраст рельефа (Лоскутов, 1988); объект геоморфологии – земная поверхность, предмет – ее рельеф (Ласточкин, 1991). Позже А. Н. Ласточкин уточняет, что объект-предмет геоморфологии есть ЗП, а рельеф ее не может быть объектом, поскольку представление о нем возникает только в моделях разной точности и детальности (Ласточкин, 1998). «Основной объект геоморфологии – рельеф

ЗП, дополнительный – коррелятные отложения» (Уфимцев, 1994, с. 8). С. Л. Троицкий (1967) утверждает, что современную геоморфологию можно определить как науку о закономерностях строения и развития поверхности твердой земной коры и естественных составных частей этой поверхности, формирующихся при разрушении, накоплении и деформации геологических тел, а также земной коры в целом. Он уточняет, что «основным содержанием геоморфологии является всестороннее исследование динамики поверхности твердой земной коры и ее кинематики, находящих выражение в ее структуре. Современная геоморфология, по сути дела, есть динамическая геология в ее приложении к проблеме развития и происхождения строения поверхности земной коры» (с. 56).

Эти определения дополняют друг друга, но зачастую содержат излишние уточнения, которые суживают или, наоборот, слишком расширяют предмет геоморфологии, а также выделяют его какие-то свойства в ущерб другим. На мой взгляд, достаточно ограничиться простой, логически непротиворечивой формулой: **объектом-предметом геоморфологии является георельеф, все его свойства и без всяких уточнений, ибо все, что характеризует георельеф и присуще ему, абсолютно равноценно.**

Одни исследователи считают геоморфологию отдельной самостоятельной наукой (Penck, 1924; Эдельштейн, 1947; Герасимов, 1959; Флоренсов, 1971; Scheidegger, 1967; Спиридонов, 1979; Симонов, 1988; Ласточкин, 1991; и др.), другие различают геологическую (Усов, 1934; Арманд, 1950; Троицкий, 1967; Худяков, 1988) и географическую геоморфологию (Щукин, 1954, Rosu, 1962; Hilton, 1963; Machatschek, 1951; Leser, 1997; и др.). Даже на Международной конференции в Манчестере (1985) ученые так и не смогли договориться в какой из союзов, Геологический или Географический, включить геоморфологию. На мой взгляд, решение проблемы места геоморфологии в системе наук о Земле достаточно просто. Если следовать логике, то геоморфология есть отрасль геологии, т. к. изучает внешнюю поверхность земной коры (литосферы), которая (литосфера) является предметом геологии. Если бы геоморфологи изучали также поверхность морей и океанов, растительного, ледяного и снежного покровов, формы воздушных масс, то тогда, конечно, нельзя было бы назвать геоморфологию геологической наукой, а следовало бы признать ее особый статус или же считать ее отраслью географии (морфологией ландшафтов). Поэтому вряд ли стоит сомневаться, что **геоморфология – наука геологическая.**

Геология и геоморфология имеют одну и ту же материальную часть своего предмета исследования – содержание (сущность) горных пород, однако исследуют **разные формы проявления этого содержания.** Геоморфология изучает конфигурации **поверхностей** горных пород, **являющихся составными частями внешней поверхности земных недр (ЗП);** геология изучает поверхности геологических тел и формы тел как объемные фигуры. Изучая литосферу, геологи и геоморфологи изучают конфигурацию внешней поверхности многих одних и тех же геологических тел (текстура которых конформна этой поверхности). Через эти объекты геология и геоморфология неразрывно связаны между собой. Но геоморфологи изучают также и поверхности, дисконформные внутренней текстуре-структуре геологических тел (см. ниже, в главе 7), геологи эту поверхность как форму тел не изучают, абстрагируются от нее, т. к. она не дает информации о внутреннем строении земных недр. Однако эти поверхности дают информацию о геологических (тектонических) процессах и последовательности неотектонического развития земных недр, которую невозможно получить при помощи данных о внутреннем строении земных недр. Тем самым геоморфология представляет геологии незаменимую и очень важную информацию, что также доказывает их неразрывную связь.

Исходя из вышеизложенного, можно определить геоморфологию следующим образом: **геоморфология – часть геологии, которая исследует георельеф во всех его свойствах и пространственно-временных отношениях** (конфигурацию, структуру, историю образования и развития, геометрические и вещественные свойства элементов, их динамику, генезис, возраст и т. д.). Познание всего этого есть цель, проблемы и задачи геоморфологии. От геометрии геоморфология отличается прежде всего тем, что исследуя геометрию земной поверхности, должна ответить на дополнительные вопросы: как, когда и в какой последовательности возникла данная «геометрия ЗП», как она существует, развивается и будет развиваться, и как можно использовать все эту информацию в хозяйственной деятельности и для поисков полезных ископаемых.

Главные цели теоретических и прикладных геоморфологических исследований:

- **разработка теории и методологии геоморфологии;**
- **познание георельефа посредством общенаучных и геоморфологических методов (геоморфологическое картирование и мониторинг);**
- **составление геоморфологических карт, истинно и достаточно полно выражающих георельеф, правильная теоретическая и прикладная интерпретация геоморфологических данных;**

- поиск обусловленных развитием георельефа полезных ископаемых;
- инженерно-геологическая и экономико-географическая оценка элементов георельефа как основы геоинформационных систем и земельных кадастров;
- изучение и оценка современных геологических процессов.

Главный результат региональных геоморфологических исследований – геоморфологическая карта. Действительно, без истинной фактической основы, которую должна представлять геоморфологическая карта, правильные и истинные теоретические и прикладные интерпретации георельефа и земных недр невозможны.

В составе общей геоморфологии выделяют структурную (геоморфография), динамическую (геоморфогенез), историческую (морфостратиграфия) геоморфологии. Это разделение основано на отношении и связи свойств предмета со свойствами времени. В структурной геоморфологии время не учитывают; в исторической геоморфологии возраст является необходимым свойством элементов. Данное подразделение геоморфологических знаний, на мой взгляд, узкое. Целесообразнее общее деление науки на такие главные области, которые контролировали бы друг друга, проверяли бы истинность знаний. Такими разделами в геоморфологии могут быть **теоретический, экспериментальный и прикладной**, выделяемые и в других науках. В рамках теоретической геоморфологии и должны рассматриваться геоморфография, геоморфогенез и морфостратиграфия георельефа.

Для **геоморфографии** основными понятиями, характеризующими георельеф как таковой, являются: точка, водораздел, поверхность, геоморфологическая граница, геофакетта, наклон, экспозиция, фигура, форма рельефа, микрорельеф, мезорельеф и т. д. Ее цели и задачи: сбор фактов о составе и строении георельефа, определение и измерение свойств и связей элементов (геофакетт) и форм рельефа, их классификация и в итоге составление основы геоморфологических карт и профилей; методы исследования: измерение, диагностика, картирование, классифицирование, сравнение и др.

Геоморфогенез – раздел знаний о способах и условиях образования геофакетт (склонов) и форм рельефа, о процессах, преобразующих георельеф. Он имеет цели и задачи установить и оценить эти способы, условия, процессы и показать их на геоморфологических картах. Его методы соответствуют методам химии, физики, приложенным к природным объектам в физически измеряемом или настоящем времени; основные понятия: генезис, парагенез, литогенез, гипергенез, уплотнение, разуплотнение, денудация, аккумуляция, скорость процессов и др.

Для **морфостратиграфии** (как области знаний о последовательности возникновения и развития элементов георельефа) основные понятия: морфологическая последовательность (отношение «раньше-позже»), склоновый пояс, ярус, геоморфологический возраст, подрез и др.; цели и задачи: установление былых геоморфологических обстановок и последовательности событий рельефообразования во времени и пространстве, реконструкция состояний георельефа, их взаимосвязь и причинность, показ их на картах; методы – синхронизация, корреляция, классифицирование и аналогия. На основе морфостратиграфии и геоморфографии устанавливаются последующие денудационные и тектонические деформации первичной структуры георельефа, что обобщается **морфотектоникой**.

Геоморфография и геоморфогенез должны основываться на наблюдениях и измерениях элементов георельефа и могут проверяться наблюдениями и измерениями (экспериментами), а также практикой природопользования. Они являются фундаментальной частью геоморфологии, а морфостратиграфия и морфотектоника – интерпретационная надстройка над ними. Если подходить к делу методически строго, то можно достаточно точно и одинаково определять и измерять, к примеру, форму, углы, азимуты простираций, местоположение, размеры, генезис элементов георельефа, свойства геологических тел, находить границы элементов, определять отношения **«выше-ниже»** между ними и др., иначе говоря, **делать воспроизводимые наблюдения, которые можно вполне строго оценивать как факты**. Вся система геологических и геоморфологических наблюдений и опробования должна быть подчинена требованиям последующей их обработки математическими методами. Для эффективного использования математических методов необходимы предшествующие усилия по специальному совершенствованию методологии геоморфологии (Флоренсов, 1978; и др.).

Но прежде чем начать изложение основных и простейших представлений теоретической геоморфологии необходимо сделать краткий обзор общегеологических представлений, которые помогут лучше понять подходы и решения в теоретической геоморфологии.

5. Исходные геологические представления о литосфере и законах ее развития

*«Надо совершенствовать старую геологию, а не создавать новую» .
Ю. С. Салин, 1989, с. 148*

Геоморфология – одна из важных областей общей геологии. Однако геология пока еще не получила в свое распоряжение самые интересные и самые важные возможности применения геоморфологии в изучении литосферы. Прежде чем попытаться их предложить, надо ясно представлять себе основы геологии, общую структуру литосферы и процессы ее развития, чтобы найти истинное место и предназначение георельефа в этой системе. Поэтому глава об основах геологии написана специально для геоморфологов и необходима как вспомогательная, коротко обобщающая представления о литосфере.

Итак, в ходе практической деятельности обособилась отрасль хозяйствования, которая использовала вещества нашей планеты как строительный и горючий материал, орудия труда и т. д. Опыт поиска, добычи и использования этих веществ, названных **минералами** и **горными породами**, был обобщен в науку, которую впоследствии назвали **геологией**. Геологи изучают **литосферу** («литос» (лат.) – камень) – пространство, состоящее из горных пород и минералов, познавая их разновидности и различные свойства.

Что такое литосфера? Ранее термином «литосфера» обозначали недра Земли без деления на оболочки. Сейчас принято считать литосферой твердую каменную верхнюю оболочку земного шара, которая подстилается пластичной, возможно почти расплавленной **астеносферой** и имеет толщину 45-140 км. В верхней части литосферы выделяют также «земную кору» (7-70 км). Ее нижней границей считается «раздел Мохо», ниже которого скорость прохождения сейсмических волн резко увеличивается (Общая геология, 1976). Однако этот раздел фиксируется не повсеместно, местами выражен весьма нечетко. Кроме этого, выше раздела Мохо выделяется несколько границ подобного типа, обусловленных физической неоднородностью земных недр. Сведения о состоянии, составе и строении земных недр являются прежде всего интерпретацией их геофизических свойств (плотности, силы тяготения, скорости прохождения сейсмических волн). Как устроены земные недра и из какого вещества (в геологическом смысле – из каких горных пород) состоят в действительности – еще очень мало известно или неизвестно, ведь непосредственно земные недра изучаются пока только на земной поверхности и совсем локально – до глубин 2-6 км.

Поэтому под земной корой, астеносферой, мантией, ядром и их составляющими правильнее понимать не геологические, а **геофизические** объекты-тела: земная кора – относительно легкая твердая верхняя оболочка Земли, астеносфера – пластичная полурасплавленная, подстилающая земную кору оболочка; мантия – тяжелая, твердая оболочка, подстилающая астеносферу. Все они имеют вполне определенные геофизические характеристики и показатели, позволяющие довольно надежно отличать их друг от друга. Знания об этих оболочках также рассматриваются и используются в общей геологии и геоморфологии, однако не следует забывать, что эти знания получены геофизическими методами и собственно геологическими знаниями они не являются.

Термин «сфера» для обозначения земных оболочек является неудачным, т. к. **«сфера» в геометрии определяется как замкнутая поверхность, все точки которой находятся на одинаковом расстоянии от некоторой точки.** Сфера это прежде всего поверхность, ограничивающая некий объем (оболочку). Изучая земные недра, мы непосредственно познаем лишь внешнюю ее поверхность. Объем-внутренность для нас всегда «черный ящик», нечто во многом неизвестное. Геологические знания о литосфере являются прежде всего знаниями о свойствах недр, которые познаются визуально (цвет, форма, твердость, плотность, размер и т. д.). При геофизическом (геохимическом) изучении земных недр получают сведения о свойствах вещества, которые характеризуют и осредняют некий объем.

Поэтому **было бы целесообразно определить «литосферу» как внешнюю поверхность «твердого» вещества Земли, доступного для геологического изучения и использования.** Это не означает, что при геологическом изучении должны игнорироваться объемные формы этого субстрата. Наоборот, целью геологии является познание внутреннего объемного строения земных недр (**геологического строения**), исходя из знаний о положении выходов горных пород на различных по наклону и экспозиции участках твердой земной поверхности. С помощью знаний о литосфере познаются (интерпретируются) объемные формы геологических тел на некоторую глубину,

последовательности горных пород, процессы и история развития земных недр, местоположение полезных ископаемых и другие свойства недр. Все это также является предметом геологических исследований. Но не надо забывать, что эти свойства являются результатом **интерпретации** первичных геологических исследований земной поверхности, иначе говоря, результатом изучения (и измерения) литосферы.

Понимание литосферы как прежде всего **поверхности** внешней твердой оболочки Земли более приемлемо еще и потому, что геологи вынуждены изучать все следствия процессов развития земных недр и окружающей среды: вулканизм – следствие изменений в астеносфере; землетрясения – движения в земной коре, астеносфере и мантии, денудацию и осадконакопление – воздействие атмосферы и гидросферы, астроблемы – геологические следствия падения астероидов из Космоса и т. д. Учитывая вышеизложенное, **геология – наука, изучающая литосферу Земли и интерпретирующая полученные данные в вещественно-геометрическом и в историко-генетическом аспектах**. Она изучает все, что принадлежит понятию «литосфера» и интерпретации ее свойств (форму, строение, вещественный состав, кинематику, динамику, способы, историю образования и развития и т. д.). Образно говоря, геология в большей своей части является геометрией земных недр, а геоморфология – геометрией земной поверхности.

Весьма целесообразным было бы деление геологии на теоретическую, экспериментальную и прикладную части, которые контролировали и дополняли бы друг друга. Такие известные разделы общей геологии, как **структурная** (описательная), **динамическая** и **историческая геология** (Воронин, Еганов, 1974) и их специализированные отрасли (геотектоника, магматизм, стратиграфия, палеогеография, металлогения и др.) должны рассматриваться в рамках единой теоретической геологии, частью которой является и теоретическая геоморфология. Эта специализация основана на отношении и связи свойств предмета со свойствами времени. В структурной геологии время можно не учитывать; в исторической геологии время является необходимым свойством объектов, оно строится и оценивается как относительная хронологическая последовательность. Для исследований динамики геологических процессов необходимо введение внешнего физического (ньютоновского) времени.

В **структурной геологии** исходными понятиями, характеризующими геологические объекты как таковые, являются: минерал, горная порода, геологическая граница, тело, структура и т. д. Ее цели и задачи: сбор фактов о составе и строении литосферы, предсказание состава и расположения геологических тел, определение их свойств и связей, их классификация и в итоге составление основы геологических карт и разрезов; методы исследования: диагностика, картирование, классифицирование, сравнение и др. **Динамическая геология** как область знаний о способах и условиях образования геологических тел, о процессах, преобразующих геологические тела, имеет цели и задачи установить и оценить эти способы, условия, процессы. Ее методы отвечают методам химии, физики, приложенным к природным объектам; исходные понятия: генезис, литогенез, гипергенез, уплотнение, разуплотнение, скорость процессов и др. Для **исторической геологии** как области знаний о последовательности образования геологических тел и их развитии исходными понятиями являются: геологическое время (отношение раньше-позже), возраст, фация, свита, слой, перерыв и др.; цели и задачи: установление былых фациальных обстановок и последовательности образования геологических тел во времени и пространстве, реконструкция состояний литосферы, их взаимосвязь и причинность; методы – синхронизация, корреляция, классифицирование и аналогия.

Главная прикладная цель геологии – поиски полезных ископаемых. Главное средство для достижения цели – геологическая карта. «Все, что делается в геологии, делается либо для карты, либо на основе карты» (Салин, 1989, с. 147). «Карта – это все, а остальное нужно лишь для общей эрудиции, для интеллигентного трéпа в конференц-залах» (Салин, 1989, с. 211). Действительно, без истинной фактической основы, которую должна представлять геологическая карта, правильные теоретические и прикладные интерпретации земных недр невозможны.

5. 1. Основные составные части литосферы (структурная геология)

В целях познания структуры и других свойств литосферы в ней, как и в любом другом сложном образовании, нужно выделить составные части, которые были бы просты и однородны внутри самих себя и позволяли бы вести анализ и синтез литосферы. Начнем с самого простого, понятного и проверенного, с тех частей геологии, которые непосредственно связаны с геометрией (слои, горные породы, структуры, текстуры), физикой и химией (процессы образования минералов и горных пород, их механизм, кинематика, динамика). Составные части литосферы надо уметь точно и правильно опознавать и характеризовать, тем самым создавая объективную фактологическую базу геологических представлений. «И наблюдать, и измерять можно либо непосредственно, либо с помощью различных приборов... По А. Пуанкаре, объективны такие результаты непосредственных восприятий, которые одинаковы для всех воспринимающих субъектов. Именно они и оказываются

приемлемыми в качестве научных наблюдений» (Салин, 1989, с. 170). В геологии таким исходным наблюдениям и измерениям могут быть подвержены (и это обычно делается) внешний облик геологических тел, их размеры, геометрические формы, различные физические и химические свойства. Если подходить к делу методически строго, то можно достаточно точно и одинаково определять и измерять, к примеру, цвет, форму, размеры частей, углы, азимуты простираний, местоположение, плотность, твердость и др. свойства геологических тел, определять виды составляющих их минералов и обломков горных пород, находить границы тел, определять отношения «выше-ниже» между ними и др., иначе говоря, **делать воспроизводимые наблюдения, которые можно оценивать как факты**. Отмечу, что эти наблюдения и измерения могут быть проведены сначала в одной «точке» (на небольшом участке поверхности, измеряемым несколькими метрами), затем на другой и т. д. Такой **участок наблюдений, размерами которого при составлении геологической карты можно пренебречь, назовем «точкой наблюдения»**. Это понятие, производное от геометрического понятия «точка», важно в геологии. Геологические тела «состоятся» из «точек наблюдения» и должны обособляться и обозначаться соответственно информации точек геологических наблюдений.

Известно, что литосфера сложена множеством отличающихся друг от друга частей (разных веществ), общим свойством которых является прежде всего большая плотность (обычно больше 1 т/куб. м) и твердость. Известно, что даже самые твердые вещества способны к «течению», к необратимым пластическим деформациям. Много зависит от величины нагрузки, скорости и длительности ее приложения (Кэри, 1991). Отмечу, что абсолютно твердое, недеформируемое без разрушения тело существует лишь как физическая идеализация. В геологии такая идеализация неэффективна. Развитие недр как раз и происходит потому, что «твердые» вещества способны течь, пластически или хрупко деформироваться. Но надо как-то отличать эти вещества от жидкостей, иначе внешнюю границу земных недр будет трудно определить. Примем за **«твердое» вещество литосферы такое вещество, которое способно сохранять свою поверхность круче 45° в течение суток**. Наклон 45° есть теоретический угол откоса сыпучих твердых тел. Сутки – это кратчайший регулярный энергетический цикл нашей планеты, действующий на литосферу через изменения прихода солнечной энергии и изменения гравитационных сил.

Известно, что составные части литосферы различным образом размещены в ее пространстве и образуют **ее структуру. «Геологическая структура» есть форма расположения геологических тел относительно друг друга**. Эти тела (элементы литосферы) необходимо выделять для того, чтобы получить при этом и знания об образовании и развитии литосферы. Делить целое на части можно как угодно, но при решении научных задач эта операция не может быть произвольной и нестрогой. Заметим, что физик-механик останавливается свое деление вещей на уровне обособленного тела, химик – химических элементов, биолог – органических молекул. Целесообразно выделять такие наименьшие и простейшие части, которые имеют и свои индивидуальные свойства, и свойства, присущие данному целому. К примеру, разные химические элементы как образуют вещества, так и способны сами по отдельности быть веществом (когда примесь других элементов очень мала).

Подобный методологический подход необходим и для обособления исходных структурно-вещественных единиц геологического пространства. Полагаю, что **элементарной структурно-вещественной единицей литосферы является часть ее пространства, обладающая в своих пределах одинаковой текстурой (структурой) и минеральным составом**. Эту геологически однородную часть литосферы назовем «горная порода». Горная порода – твердое вещество, имеющее однородную текстуру и минеральный состав (одно и то же видовое разнообразие и количественное соотношение минералов), а также размер, превышающий размер слагающих ее частиц хотя бы в одном направлении. Жидкость и газ горная порода может иметь в виде включений. Горная порода должна состоять из нескольких минералов (или из обломков горных пород) и иметь внутри себя одинаковую текстуру-структуру. **Текстуры – это виды геометрического расположения минеральных частиц в пространстве (их ориентировка и группировка); структуры – размеры и формы этих частиц и соотношения их размеров и форм**. Следует объединить эти два понятия в одно и обозначить их совокупность термином «текстура», потому что термин «структура» употребляется в геологии и в более широком смысле и значении. Текстуры и, соответственно, горные породы очень разнообразны: слоистые, крупно-, мелкозернистые, плоччатые, массивные, полосчатые, линзовидные и др. (Общая геология, 1976). Именно в текстурах находят свое выражение свойства создавших их геологических факторов, способы образования, процессы и условия развития горных пород.

Минерал же, если принять его за элементарную частицу вещества литосферы, такую информацию зачастую нести не способен (исключая его геометрические формы, которые все же принадлежат понятию «текстура»), следовательно он вряд ли является элементарной единицей **геологического пространства. Минерал – вещество, находящееся в твердом**

состоянии и имеющее однородный химический состав и однородную кристаллическую или квазикристаллическую структуру. Если что-то изменить в них, то возникнет другой минерал (графит и алмаз, к примеру). Минерал – это вид однородного **геохимического тела**, образующегося по физико-химическим законам. Выделяются следующие царства минералов: «безкислородные» (группы самородных, сульфидов, галоидов) и «кислородносвязанные» (группы окислов, силикатов, карбонатов, сульфатов, вольфраматов, фосфатов). Минералы являются элементами горных пород, но не литосферы. Между минералами и горными породами имеется принципиальное различие в способах образования: первые – результат химических, вторые – геологических процессов. Всякая горная порода – это совокупность минералов. Мономинеральной горной породы не бывает, в ней всегда должна быть примесь других минералов, даже ничтожная. Породообразующими минералами обычно являются кварц, полевые шпаты, слюды, пироксены, амфиболы, реже оливин, нефелин, кальцит, доломит, галит, гетит, каолинит, графит, кордиерит и др.

Изучение различных горных пород показало, что они состоят либо из обломков минералов и других горных пород, либо состоят из кристаллов минералов или скрытокристаллической, «аморфной» массы. Это значит, что они есть следствия либо преимущественно физических, либо химических воздействий. Первые осуществляются через дробление других пород (разрыв, отрыв, в итоге – **разуплотнение** с сохранением твердого физического состояния), перемещение образовавшихся обломков и их остановку-осаждение (совмещение, смешивание, упаковку), ведущее к образованию новой физико-механической смеси обломков пород и минералов. Вторые осуществляются через растворение (расплав, испарение, иначе говоря, через переход в жидкое и газообразное состояние), перемещение растворов, расплавов, газовых смесей и их остановку-кристаллизацию, конденсацию, коагуляцию (через соединение веществ на молекулярном, коллоидном или ионном уровне, иначе говоря, через **уплотнение** вещества, переход его в твердое состояние). Отсюда следует деление множества горных пород на два царства: **кластогенные** рыхлые породы – следствия разрушения-разуплотнения, и **хемогенные** плотные породы – следствия соединения-уплотнения.

Примерами кластогенных пород являются пески и песчаники, илы и алевролиты, туфы и тефры, тектонические брекчии и др. Эти породы обычно образуются на поверхности Земли, реже – в ее недрах. В основе их классификации лежат текстуры пород, минеральный состав обычно детализирует классификацию (пески кварцевые, аркозовые, граувакковые и др.). Второе царство горных пород представляют, к примеру, граниты, кварцевые жилы, каменная соль, уголь. Эти породы состоят из строго определенных минералов или минеральных ассоциаций, образуются посредством химических явлений в недрах Земли или на ее поверхности и классифицируются прежде всего по минеральному (химическому) составу, детализируясь по разнообразию текстур (граниты крупнозернистые, порфиоровидные, гнейсовидные и т. д.). Более подробно об этих группах пород можно прочесть в специальной геологической литературе (Справочник по литологии, 1983; и др.).

Текстура и минеральный состав являются «внутренними» свойствами горных пород. Но любое геологическое тело (горная порода, толща, массив и др.) всегда ограничено внутри земных недр и снаружи и всегда имеет некоторую «форму» (внешний облик, фигуру). **Форма есть внешний облик вещи, создаваемый положением ее границ (поверхности) в пространстве; содержание – свойства вещи, которые проявляются в состоянии вещи и в процессах ее развития.** Любое тело имеет поверхность, имеющую какую-то конфигурацию (фигуру, форму). Поверхность – наиболее легко и точно познаваемый признак тела, она обособляет тело как целое и особое от других тел, иначе говоря, является его границей. **Геологическая граница есть внешняя поверхность геологического тела;** пространство внутри этой границы принадлежит только одному геологическому телу.

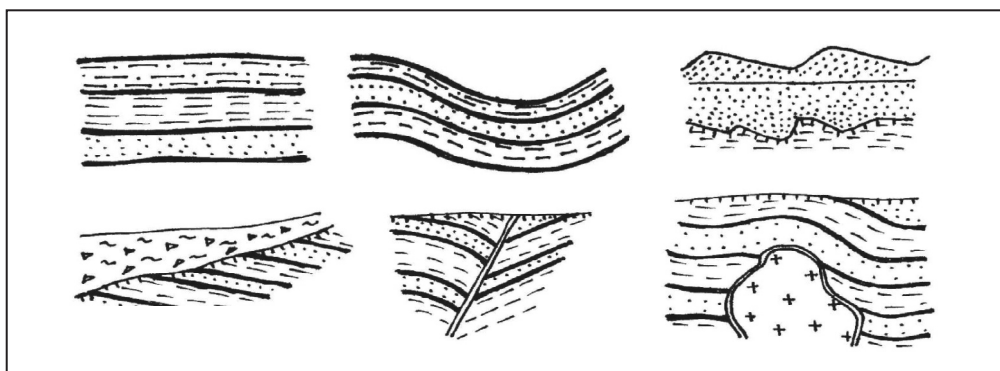


Рис. 3. Геологические границы: 1 – согласные (жирные субпараллельные линии), 2 – несогласные наложенные (тонкие ломанные линии с точечным пунктиром), 3 – несогласные рвущие (двойные тонкие линии)

Возможно лишь три типа геологических границ: согласные, несогласные наложенные и несогласные рвущие (рис. 3). **Согласная граница – граница, параллельная простиранию элементов текстур каждого из двух смежных геологических тел.** В момент своего образования она фиксировала горизонтальную или полого наклонную, возможно, волнистую земную поверхность. **Несогласная наложенная граница – граница, параллельная (конформная) простиранию элементов текстуры лишь одного (выше или нижележащего) из смежных геологических тел.** Она может иметь различную форму и положение: наклонную, субгоризонтальную, волнистую, волнисто-асимметричную, фестончатую и т. д. Конформные геологические границы обычно являются бывшими геоморфологическими элементами и фиксируют в недрах поверхность, которую можно интерпретировать как «погребенный рельеф». Причем, если эта граница конформна вышележащему геологическому телу, то она фиксирует дисконформную (денудационную) поверхность, дисконформный (несогласный) элемент георельефа. Если она конформна нижележащему геологическому телу, то она фиксирует конформный (согласный, аккумулятивный) элемент георельефа. Наличие подобных границ подчеркивает неразрывную связь геоморфологии и геологии. **Несогласная «рвущая» граница – граница, непараллельная простиранию элементов текстур каждого из смежных геологических тел.** Такая граница фиксирует поверхности различных разрывов геологических тел (разломов, поверхностей отрыва, рвущих контактов интрузий и др.). Эти поверхности могут образовываться как внутри земных недр, так и иметь продолжение на дневной поверхности (тектонические уступы) и являться элементами георельефа. Естественно, что важно изучать и проследивать границы геологических тел, устанавливать их генезис и показывать их на карте. Именно несогласные рвущие границы усложняют пространственно-временные отношения геологических тел, поэтому установление генезиса границ (опять же следующее из их геометрических свойств) – дело весьма важное в геологии.

Геологические тела различаются не только по текстурам и минеральному составу, форме и типам своих границ, но и по размерам. У. Кэри (1991) считает, что областью исследований наименьших размеров, имеющих отношение к геологии, «...являются **петроструктуры** размером от 10 мкм до 2 см, и поле нашей деятельности – исследования с помощью оптического микроскопа. Здесь мы имеем дело с отдельными минеральными зёрнами, слагающими горные породы, а не с соотношениями между породами и, следовательно, изучаем структуры и текстуры осадков...» (с. 236). «В **геологии обнажений**... (Б. В. – точек наблюдения) ...мы имеем дело со всем тем, что можно увидеть в одном выходе горных пород на поверхность. Наши инструменты – молоток, компас, угломер, рулетка, лупа и фотоаппарат. Милониты и глинки трения петроструктур сменяются здесь брекчиями и меланжами, а вместо минеральных зёрен мы имеем хаотические обломки пород. Мы изучаем категории, повторяемость и ассоциации слоев, их окончания у разрывов и контакты с интрузиями, второстепенные складки в них и следы волочения; мы проводим сравнительный анализ магматических и метаморфических пород... Размеры объектов **структурной геологии** в узком смысле – от 20 м до 10 км; их можно изучать только посредством синтеза на региональных геологических картах и профилях. Выводы из наших наблюдений на обнажениях абстрагируются и изображаются на этих картах символами, а по ним уже выделяются региональные структуры. Здесь мы имеем дело со складками, разломами, тектоническими покровами, грабенами и плутонами... В **тектонике** диапазон размеров – от 10 км до 10 000 км, и мы работаем с картами материков или земного шара, либо с глобусом. Здесь мы имеем дело со структурами провинций, геосинклиналями, мегасдвигами и крупными тектоническими покровами, перемещенными на многие десятки километров, переходя к структурам в масштабе материков, первичным и вторичным полигонам, ороклинам, срединно-океаническим хребтам и рифтовым системам и, наконец, к целым континентам и океанам» (Кэри, 1991, с. 237).

Именно геологическая карта задает масштаб геолого-геоморфологических исследований и, соответственно, минимальные размеры выделяемых геологических тел («**геологическое тело**» – **часть литосферы, однородная по какому-либо свойству**). Ясно, что большинство горных пород-тел, выделенных в пределах точек наблюдения, являются немасштабными для регионального геологического картирования. Ранг горной породы или минерала обычно слишком мал для выражения структуры литосферы: слишком детально, слишком хаотично она будет показана. Обычно геологические структуры имеют протяженность многие десятки километров, поэтому и геологические тела должны подчеркивать эти структуры, быть их достаточно протяженными составными частями, а не точками. Поэтому обычно горные породы объединяются в более объемные геологические тела, называемые фациями, формациями, слоями, свитами, массивами, комплексами и т. д. Каждому масштабу картирования должен соответствовать определенный и только один ранг геологических тел. Не должно быть так, чтобы на одной карте показывались то горные породы, то слои или свиты.

Простейшие теоретические основы структурной геологии изложены здесь столь подробно не случайно, потому что «историко-геологические объяснения – скоропортящийся продукт, они приходят и уходят, а структурная основа геологии остается навсегда» (Салин, 1989. с. 230), поэтому

и выявлять ее надо исключительно продуманно и точно. Итак, фактологической основой структурной геологии является определение-диагностика горных пород (геологических тел) через их текстуры и минеральный состав, установление их границ, формы и размеров. Эта информация исчерпывает задачи исследований в точках наблюдения и позволяет представить структуру литосферы, которая может быть сильно изменена по сравнению с первоначальным своим состоянием-формой, иначе говоря, деформирована. Деформации геологических тел изучает **«тектоника» – учение о деформациях структуры литосферы (об искривлениях и разрывах геологических тел)**. Деформации оцениваются величиной отклонения слоев от субгоризонтального положения или величиной смещения их частей относительно друг друга. Методика этих исследований изложена во многих учебных пособиях (Общая геология, 1976).

5. 2. Движущие силы и процессы развития литосферы (динамическая геология)

После определения основных исходных геологических понятий можно перейти к оценке основных движущих сил геологического развития, генезиса, кинематики и динамики образования и развития геологических тел, создать простую модель процессов развития литосферы, сформулировать их основные законы. Все это задачи динамической геологии. Их можно решать, изучая даже небольшие участки литосферы и наблюдая современные геологические процессы.

Необходимо обратить внимание на понятия **«образование»** (в смысле – возникновение) и **«развитие»** объекта (горной породы, склона, россыпи) (Butwilowski, 2001, 2007). Примем, что **«образование» есть появление-возникновение («рождение») объекта, когда он становится составной частью некоего целого. «Развитие» есть существование объекта в условиях внешней среды и его определенное реагирование на их изменения.** Это адекватное реагирование состоит обычно из последовательной смены состояний и положений объекта, называемой «процессом» (Энциклопедический словарь, 1979). **Процесс – последовательность состояний уже возникшего объекта.** Развитие свойственно всему времени существования некоторого объекта, который, если существует, то обязан сохранять свои признаки и свою сущность, несмотря на все внешние изменения и свою реакцию на них. Если изменение настолько сильно, что разрушает сущность объекта, то он просто прекращает свое существование. На его месте возникает другой объект, имеющий другую сущность.

Для обозначения особых свойств объектов, полученных ими в момент их образования, целесообразно ввести понятие **«генезис»**. Термином **«Genese»** (греч.) обозначают «возникновение, развитие, путь становления»; термином **«Genesis»** – образование от чего-то, происхождение. Обозначение «генетический» рассматривается в двух вариантах: 1) в связи с историей возникновения и развития вещи; 2) в связи с ее происхождением и наследственностью (Grosses Universal Lexikon, 1998, с. 302, Deutsches Universal Wörterbuch A-Z, 1989, с. 588). Обычно под генезисом понимают «динамические аспекты образования геологических объектов» (Гольдфарб, 1998, с. 469); «условия образования, обусловленные действием геологических и геоморфологических факторов» (Нестеренко, 1978, с. 14); «возникновение и длительное развитие...» (Ahnert, 1996, с. 20); эволюцию рельефа (Эдельштейн, 1947); совокупность всех событий истории природного объекта: зарождение, развитие, изменение и даже уничтожение (Григорьев, 1961); «причины и факторы возникновения...» (Соколов, 1982); «совокупность начальных причин, процессов, создавших данную форму...» (Горелов, Тимофеев, 1998, с. 5-6); процессы, агенты и силы, которые формируют рельеф; способы и механизмы воздействия этих процессов и сил (Лоскутов, 1994); «происхождение и образование объекта посредством определенных условий и процессов...» (Геологический словарь, 1978, с. 141). «Под генезисом поверхностей понимается: способ образования (деструктивные, конструктивные, аккумулятивные, денудационные поверхности); механизм формирования (пенеплены, педиплены); тенденции развития (поверхности выравнивания и расчленения); тип сил, определяющих процессы (экзогенные и эндогенные) и их соотношение; агенты – создатели или разрушители (морские, речные, ледниковые и т. д.); и наконец, процессы (эрозия, абразия, экзарация и т. д.)» (Филатов, Лоскутов, 1980, с. 41); «генезис (возникновение, становление) – ... объяснение современных процессов и структур, выводимое из анализа прошлого» (Lexikon der Geographie, 2002, Т. 2, с. 10). «Генезис рельефа – это не конечная истина в наших исследованиях, а особая характеристика структуры рельефа, завершающая построение его модели..., это структурная характеристика состояния рельефа» (Уфимцев, 1998, с. 51). Как видно, определения весьма различные и зачастую противоречивые или просто непонятные и неконкретные. Поэтому необходимо более точно и целесообразно определить этот термин.

Известно, что каждое геологическое тело или поверхность созданы в результате некоторого движения и запечатляют в себе следы («гены», наследственность) именно создавших их движений-перемещений, происходивших в какой-то среде или посредством какой-то среды. Носителями

«генов» являются частицы как таковые и движущиеся среды, имеющие определенные **формы-способы движения и взаимодействия с частицами** (геометрию движения). Отсюда следует, что **генезис есть способ возникновения объекта посредством некоторого движущего фактора-среды** (Butwilowski, 2007 и др.). Он выражается в геометрических соотношениях форм и текстур-структур горных пород и поверхностей, и тем самым может быть достаточно точно и однозначно «измерен» и установлен. Эти «гены» (текстуры и минеральный состав) во многом направляют последующее развитие горных пород.

Было бы неправильно понимать генезис как следствие некоторой причины, потому что возникновение вещи обусловлено множеством причин и их ряд может быть бесконечно длинным. Это однако не означает, что в геологии и геоморфологии не следует заниматься выявлением причинно-следственных связей вещей и явлений. Совсем наоборот, но установление их является обычно **конечной целью исследований, а не их началом**. Это уже давно поняли в других науках, в частности, в физике. Также неправильно понимать генезис как совокупность геологических процессов, действующих на литосфере, что предлагается «Методическими указаниями...» (1980). Количество типов этих процессов может быть весьма велико, они действуют зачастую лабильно и противоположно друг другу, поэтому с их помощью нельзя обозначить вещь точно и формально строго.

В геологическом событии или процессе обычно результируются самые различные, часто по сути противоположные друг другу физико-химические взаимодействия. Например, при образовании слоя глины одновременно действует растворение, противоположно ему – коагуляция и образование глинистых минералов, сорбция тяжелых металлов и, независимо от них, гравитационное осаждение частиц. Поэтому, очевидно, нельзя отождествлять геологические условия и процессы и физико-химические; вторые являются частью первых, первые организуют и направляют действия вторых (геологическая форма движения материи). Способов движения вещества много, но объединяются они в два главных, противоположных друг другу: отрыв и удаление вещества (**денудация**) от какой-то поверхности и соединение-накопление вещества (**аккумуляция**) на какой-то поверхности. Основными движущими факторами (средами) являются **ледниковая, речная, золовая, озерно-морская**, образующие зональные последовательности в географической оболочке (Бутвиловский, 1995). Азональными движущими факторами являются **гравитационный, импактный, инъекционно-тектонический, биогенный, техногенный**, действие которых обеспечивается особыми внешними и внутренними условиями.

Известно, что недра и поверхность Земли – постоянно живущее, изменяющееся пространство. Под действием каких сил это происходит? Из курса физики и астрономии известно, что главная сила – это сила тяжести, сила всемирного тяготения. Она действует двояко. Собственно тяготение Земли направлено к центру и сжимает вещество оболочек; тяготение со стороны планет и Солнца действует в обратном направлении и из-за вращения Земли имеет также и субгоризонтальную, сдвигающую составляющую, что приводит к перемещениям крупных участков (блоков) литосферы. Наиболее наглядный пример действия этой силы – приливные волны, проявляющиеся с амплитудой до 10-30 см и в твердых земных оболочках (Зимов, 1989). Изменения силы тяготения относительно невелики, но их достаточно, чтобы завести и поддерживать геологические процессы. Если центростремительная сила тяжести Земли для каждой точки поверхности или недр относительно постоянна, то действие тяготения со стороны Космоса испытывает изменения. Это происходит из-за быстрого вращения Земли вокруг своей оси и изменения расстояний до движущихся возмущающих небесных тел вследствие эллиптичности орбит Земли и планет (чем больше эксцентриситет орбит, тем сильнее изменения). Уменьшается расстояние до другого небесного тела (Солнца, Луны и др.) – увеличивается сила его воздействия на Землю (приливы) – идет растягивание, разуплотнение, «расширение» земных недр вдоль обращенного к возмущающему телу земного радиуса. Увеличивается расстояние до возмущающего тела – происходит сжатие недр. Все это приводит в итоге к тому, что недра Земли испытывают то сжатие, то растяжение, и Земля в целом как бы «пульсирует».

При растяжении (подъеме) земных оболочек могут и должны возникать участки разуплотнения недр как в виде раскрытия множества субвертикальных трещин в «твердой, хрупкой» земной коре, так и в виде крупнообъемных участков разуплотнения в астеносфере. Согласно геофизическим данным состояние астеносферы более соответствует смеси веществ, близких к состоянию расплава. Обычно расплавленное вещество имеет меньший удельный вес и вязкость, более подвижно и стремится двигаться в области меньшего давления. Такие возможности создаются в недрах из-за периодических изменений силы тяжести. Этому способствует и растяжение, и сжатие. Растяжение переводит часть вещества в расплав и обуславливает его подъем вверх, сжатие дополнительно выжимает расплав вверх при закрытии «полостей», т. к. расплаву всегда легче и энергетически выгоднее двигаться вверх. Эти явления вызывают и создают подъемы и опускания земной поверхности (ее неровности), магматизм и вулканизм, складчатые деформации слоев горных пород, вертикальные, горизонтальные и вращательные движения блоков земной коры.

Вторая мощная энергия, поддерживающая работу геологической «машины» Земли – это солнечная лучевая энергия. Она обуславливает работу легких оболочек планеты – воды и воздуха, дает им силу преодолеть тяготение, подняться на большую высоту над земной поверхностью и затем, падая (стекая, сдувая, сползая), произвести мощную работу, направленную на разрушение выступов литосферы и заполнение продуктами разрушения ее впадин. Солнечная энергия в силу шарообразности Земли и ее вращения приходит также неравномерно и неодинаково на различные участки земной поверхности, и это создает мощную атмосферно-гидросферную циркуляцию. Физико-географические различия, связанные с неодинаковым поступлением солнечной энергии, с различиями георельефа, вещественного состава водной и земной поверхности, обуславливают зональные различия природных условий, что находит свое выражение в развитии литосферы.

Гравитационные возмущения способствуют увеличению количества энергии в недрах, которая впоследствии выбрасывается во внешнее пространство в виде расплавов, поднимающихся в приповерхностные части земной коры. В результате в литосфере возникают деформации-поднятия, в приповерхностные слои земной коры внедряются мантийные и коровые расплавы магмы (**интрузии**), часть расплавов по трещинам прорывается на поверхность, образуя **вулканы**. Таким образом, на поверхности Земли возникают крупные возвышения – горы высотой до 7-8 км над уровнем моря. Эти горы создают собой мощный энергетический потенциал и под действием силы тяжести, а также льда, воды, ветра, заряженных солнечной энергией, разрушаются. Вещество сносится с возвышений и отлагается во впадинах и понижениях (рис. 4). Процессы поднятия, разрушения, сноса и накопления вещества могут и должны воздействовать друг на друга. Отложение вещества во впадинах увеличивает давление на эти участки земной коры и из них вновь начинает отжиматься вещество в сторону поднятий, дифференцироваться на тяжелое (рудное) и легкое (гранитоиды), поднятия усиливаются, горы становятся опять выше, снос с них продолжается, вещество поступает во впадины, увеличивает на них нагрузку и их опускание и т. д.

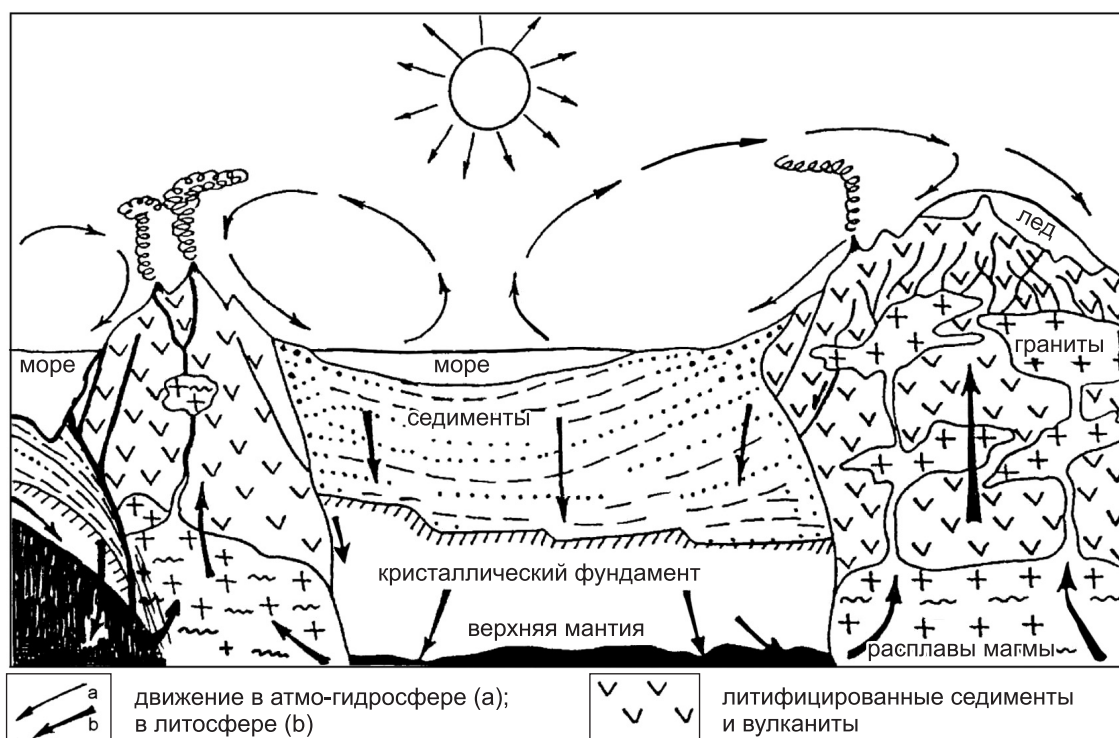


Рис. 4. Простейшая модель геологического круговорота

Возникает некое подобие геологического круговорота вещества, который может быть временно прекращен в данном месте лишь при смене режима действия внешних гравитационных сил, т. е. когда амплитуда их колебаний начнет направленно уменьшаться. Как показывает расшифровка геологической истории, так было неоднократно – эпохи так называемой **тектонической активности** сменялись эпохами относительного **тектонического покоя**. Выяснилось, что это происходит с периодичностью около 120-160 млн. лет, что примерно соответствует галактическому году – периоду обращения Солнечной системы вокруг галактического центра масс – периоду наибольших изменений гравитационных сил. Прекращаются процессы столь активного развития участка земной коры после завершения дифференциации вещества недр на легкое и тяжелое, когда он насыщается гранитными

интрузиями, становится максимально «легким» и жестким, превращается в так называемый «**ЩИТ**» или «**платформу**» и испытывает вертикальные колебательные движения небольшой амплитуды.

Эта простейшая модель механизма геофизических процессов, на мой взгляд, достаточна геологам для исходного понимания генезиса геологических явлений и процессов, их цикличности и неизбежности. Более детальное рассмотрение и обоснование моделей геофизического развития Земли – дело геофизиков и физиков. Задачей геологов и геоморфологов является установление особенностей, деталей, последовательности развития земных недр в пространстве-времени через созданную этими явлениями-событиями структуру литосферы и ее рельефа.

Через свойства геологических тел и структуру, которую они составляют, можно и нужно оценивать кинематику и динамику их образования и развития. «**Кинематика**» – это геометрическая характеристика движения тел без учета их массы и действующих на них сил (Энциклопедический словарь, 1979). Установить кинематику развития геологического тела означает установить изменения положения его в пространстве, выявить путь и скорости этого изменения. В физике «**динамика**» понимается как движение тел под действием приложенных к ним сил (Энциклопедический словарь, 1979). Это значит, что и динамику геологических тел мы должны рассматривать как изменение их пространственного положения в условиях действия различных сил и выявлять при этом неравномерность движений, их скорости, путь, время, работу, соотношения сил, масс, ускорений. Ясно, что образование и развитие горных пород происходит под действием физических и химических законов, реализующихся тем или иным образом соответственно конкретным геологическим условиям. И это подтверждается наблюдениями за современной геологической деятельностью, а также экспериментальным путем (Курс общей геологии, 1976; и др.).

В динамической геологии целесообразно, на мой взгляд, принять следующую аксиому: **в одних и тех же условиях и под действием одних и тех же сил создаются одни и те же геологические тела и протекают одни и те же процессы** (сходные свойства – следствия сходных сил и условий). Эта аксиома, следующая из здравого смысла и логики, обосновывает допустимость применения в динамической и исторической геологии так называемого принципа (метода) **актуализма**. Актуализм – метод, при котором к пониманию геологического прошлого идут от изучения современных процессов, с сознанием того, что в прошлом и физико-географическая обстановка, и сами процессы могли отличаться от современных (Геологический словарь, 1978). Сравнивая современные и древние отложения, можно установить сходство и различие их текстур и состава. В случае их сходства логично, соответственно аксиоме «сходные свойства – следствия сходных сил и условий», заключить, что способы, условия, динамика образования этих отложений были достаточно точно одинаковы. Чему они были **подобны** – показывают наблюдения за современной геологической деятельностью.

Н. А. Флоренсов считает, что отказ от метода актуализма означал бы просто крах геологии и геоморфологии. Одинаково важен подход «от настоящего к прошлому» и «от прошлого к настоящему» (Флоренсов, 1980). «Актуализм не является эмпирической теорией. Это идеология науки. В основе актуализма в первую очередь лежит идея; ее трактуют так: «раньше то же, что и сейчас». Однако в более широкой трактовке она звучит иначе: «раньше не было ничего сверхъестественного». Актуализм избавил геологию от хаоса непроверяемых фантастических гипотез и обеспечил спокойное накопление фактов, знаний..., но вместе с этим накапливались и противоречия» (Зимов, 1989, с. 19). Противоречия эти заключаются в основном в количественной оценке динамики, времени и масштабов геологических событий и процессов. Крайние точки зрения на оценку этих событий называют **униформизмом** и **катастрофизмом**. Униформисты считают, что геологическая деятельность в прошлом шла так же, как и сейчас, и небольшие постепенные изменения в течение длительного времени создают структуру и рельеф литосферы, грандиозность которых производит огромное впечатление. Катастрофисты выдвигают принцип скачкообразного необратимого развития, когда периоды длительного малодинамичного, постепенного развития резко сменяются краткими фазами мощной геологической деятельности, энергия, масштабы, скорости которой на порядки превышают современные аналоги. Именно следы этих экстремальных событий в основном и фиксируются (дольше всего сохраняются) в структуре и составе литосферы (Гутак и др. 2005; и др.). «Катастрофизм в своей основе... всегда опирался на факты» (Зимов, 1989, с. 18). Именно факты, тщательное изучение и анализ георельефа и отложений позволили, к примеру, обосновать теорию экстремально быстрого рельефо- и осадкообразования, сопровождавшего деградацию древних оледенений. Динамика и масштабы этих экстремальных явлений не имеют равных современных аналогов и определены через факты о «необычной» форме и содержании геологических тел дедуктивным путем (Парди, 1912; Зимов, 1989; Бутвиловский, 1993; Рудой, 2006; и др.). Через геологические данные о геологических телах возможны решения обратных задач: правильные заключения о геолого-физических и геохимических процессах и явлениях, неизвестных в современных условиях или в экспериментах; о динамике их течения, не имеющей современных аналогов или неподдающейся непосредственному наблюдению из-за недоступности

или необходимости огромного количества времени для наблюдения (Зимов, 1989; Кэри, 1991; Бутвиловский, 1993; и др.). Однако катастрофисты не отрицают принцип актуализма в развитии Земли. Они считают: «Если современных факторов достаточно, то другие привлекать не следует» (Катастрофы..., 1986, с. 18).

В первую очередь это касается наблюдений за кинематикой и динамикой деформаций земных недр (**тектоникой**). Обосновано, что «в тектонике сила тяжести становится доминирующим фактором. Изостатическое равновесие является нормальным состоянием, и отклонения от него вызывают горизонтальные перемещения в направлении восстановления равновесия за короткое с геологической точки зрения время... Однако немногие структуры могут иметь вертикальные перемещения даже на 10 км, ибо в этих случаях скорость расширения по латерали уравнивает направленное вверх течение. Для горизонтальных перемещений ограничение невелико. Встречаются мегасдвиги со смещениями свыше 1000 км, **вертикальное же перемещение по крупным разломам не превышает нескольких километров...** В тектоническом масштабе все породы текут» (Кэри, 1991, с. 237-238). Деформации геологических тел геометрически проявляются в их смятии (складчатости) и виде разрывов-перемещений (дизъюнктивов). «Геологи различают два резко отличных друг от друга типа складчатости – **подобную и концентрическую**. При концентрической складчатости перпендикулярная слоистости мощность каждого слоя остается постоянной... При образовании подобных складок мощность каждого слоя остается постоянной только в направлении линий течения» (Кэри, 1991, с. 241).

Разнообразна геометрия разрывных нарушений первичного залегания геологических тел. Как правило, все они, за исключением надвигов, наклонены круче 45° и стремятся быть вертикальными. Выделяются сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги, раздвиги (Курс общей геологии, 1976; и др.), характеристика которых достаточно хорошо изложена в учебных пособиях. Следует отметить, что крутонаклонные разрывные нарушения образуются обычно в крепких литифицированных породах в периоды интенсивного подъема (**горообразования**) участка литосферы, складчатые деформации и надвиги более свойственны пластичным породам в условиях погружения участка литосферы и интенсивного осадконакопления. Поэтому эпохи складчатости не всегда проявляются горообразованием. Горообразование и разломообразование есть следствие интенсивного магматизма и вулканизма, вызывающих главным образом вертикальные движения литосферы.

Разнообразны условия образования осадочных геологических тел (**седиментов**), которые подразделяются на две группы: континентальные и морские седименты. Е. В. Шанцер (1966) подчеркивает, что изучение континентальных отложений требует существенно иного подхода, чем изучение морских осадков. На суше, где преобладают достаточно крутые склоны, господствует выветривание и денудация, аккумуляция идет локально и кратковременно, но возникающие при этом континентальные отложения очень разнообразны по генезису и обстановке своего образования. Их литологическое разнообразие невелико, здесь преобладают грубообломочные разности. В крупных морских и пресноводных бассейнах идет преимущественно физическое осаждение взвесей и различное химико-биологическое новообразование отложений. Поэтому седименты здесь вещественно гораздо более разнообразны, чем континентальные. Способы образования различных седиментов будут рассмотрены в разделе «геоморфогенез», так как эти тела имеют непосредственное выражение в георельефе.

Каковы же главные процессы развития земных недр? Представим себе участок земных недр, состоящий из уже образовавшихся кластогенных и хемогенных горных пород, разных по составу, текстуре и структуре как по вертикали, так и по горизонтали (рис. 4.). Что же будет здесь происходить после наслоения пород друг на друга? Будут ли они изменяться? Обязательно будут, ведь и после их образования на них действуют сила тяжести, энергия Солнца, тепло земных недр. Наблюдения показывают, что верхние слои недавно образовавшихся горных пород рыхлые, насыщены водой, пористые, в наибольшей степени содержащие «пустоту». Нижележащие более древние породы – плотные, еще ниже – скальные. С глубиной в земных недрах усиливаются деформации, изгибы, разрывы слоев. Очевидно, что процессом последующего развития земных недр является **уплотнение** горных пород (литификация, окаменение). Они стремятся уплотниться до полного исчезновения своих первичных «пустот», вплоть до перехода вещества в качественно новое структурное состояние (**метаморфизм**), приспособленного к условиям колоссального давления и высоких температур глубинных частей недр.

Процесс уплотнения подтверждается многочисленными эмпирическими наблюдениями, но в геологии ему уделяют явно недостаточно внимания. «Уплотнение и усадка рыхлых отложений под весом покрывающих их толщ изучены пока в гораздо меньшей степени.... Тем не менее имеется целый ряд данных, свидетельствующих о значительных масштабах этих явлений в различных районах Земли» (Бадюкова, Лукьянова, 1976, с. 75). Уплотнение есть функция времени, силы

давления и размеров частиц, слагающих породу. Галечники уплотняются слабо, пески больше, но больше всего глины и особенно торф. Скорости уплотнения достигают 10-20 см/год, но обычно они гораздо меньше (Сергеев, 1978).

Итак, уплотнение – постоянно действующий процесс в недрах Земли. Но если бы здесь действовал только этот процесс, то Земля стремилась бы сжаться в точку. Этого не происходит, потому что действует и противоположающийся уплотнению процесс: **разуплотнение**. Когда оно происходит? Тогда, когда происходит разрушение текстуры-структуры ранее образованных пород: тектоническое дробление, выветривание, плавление, т. е. когда вновь появляются промежутки между частицами геологических тел, иначе говоря, «пустота», поры, другое фазовое состояние. Возникают разуплотнения из-за неравномерных движений земных недр вверх, вбок или вниз, причиной которых в итоге являются вариации действия сил тяготения или солнечной энергии, рассмотренные выше. Следует подчеркнуть, что при движении вещества вверх разуплотнение возникает всегда и имеет наибольшие величины.

Об этом свидетельствуют многочисленные натурные наблюдения и измерения. И. А. Резанов (1977) сообщает, что **объем трещин в зонах поднятий иногда больше, чем объем самих первичных пород**. Снятие нагрузки приводит к упругому движению вверх, расслаиванию, деформации и скалыванию пород параллельно внешней поверхности (Ананьев, 1976). Эти деформации и образование трещин идут часто довольно быстро (в течение нескольких лет, а иногда моментально). Опыты показали, что во многих минералах после снятия давления через 3-25 часов наблюдается самопроизвольное появление трещин (Шумилов, 1981). Разуплотнение горных пород на дневной поверхности происходит не только за счет снятия нагрузки, но и за счет их выветривания (температурных колебаний-движений, проникновения воды, гидролиза, окисления и др.). Зону гипергенеза (выветривания) можно также назвать и зоной разуплотнения. Объем горных пород при их выветривании увеличивается в среднем на 51% (Войткевич, Закруткин, 1976).

Уплотнение и разуплотнение – два главных геофизических процесса развития земных недр. Эти процессы противоположны друг другу и всегда разобщены в пространстве, **ибо там, где идет уплотнение, там одновременно не может быть разуплотнения и наоборот**. Это аксиома динамической геологии. Из нее формально допустима другая аксиома, исходящая из закона сохранения масс и энергии: **в замкнутой системе земных недр усиление уплотнения в одном месте приводит к равному усилению разуплотнения в другом, т. е. они функционально прямо пропорционально связаны**. Определяет их динамику сила тяжести, создающая разность давлений на поверхности и на глубину земных недр.

Исходя из проявления процессов уплотнения и разуплотнения необходимо выделение двух динамических форм состояния вещества земных недр – уплотняющиеся и разуплотняющиеся геологические тела. В принципе, уплотнению могут быть подвержены все породы, если они находятся на участке тектонического опускания, аккумуляции и постоянного увеличения на них весовой нагрузки и давления. Разуплотнению могут быть подвержены все породы, если они находятся на участке тектонического поднятия, денудации и постоянного уменьшения на них весовой нагрузки и давления. Но **значительно** могут уплотняться лишь первично пористые рыхлые кластогенные породы, а разуплотняться – лишь первично плотные хомогенные и метаморфизованные горные породы. Эти процессы выражаются в определенной кинематике изменения параметров геологических тел, которая описывается формально строгими законами (Бутвиловский, 1995; Butwilowski, 2001).

Выделяются различные процессы уплотнения горных пород: аккумуляция, диагенез, литогенез, катагенез, метаморфизм, кристаллизация; или разуплотнения: гранитизация, метасоматоз, магматизм, вулканизм, диапиризм, катаклаз, гипергенез-выветривание, денудация, о которых достаточно подробно изложено в учебных пособиях. Отмечу, что геоморфологам наиболее интересны такие процессы, как выветривание, денудация, аккумуляция, о которых более подробно пойдет речь в соответствующих разделах геоморфологии.

5. 3. Пространство-время и возраст в геологии (стратиграфия, историческая геология)

Геология является той самой наукой, которая особым образом рассматривает время, оценивает его для прошедших событий, наукой, которой удалось «объединить» пространство и время. Ясно, что геологические тела являются частью пространства, образуются в пространстве, причем одни раньше других и наоборот, иначе говоря, имеют собственную пространственную и временную характеристику. Правильно расположить геологические тела в пространственно-временной последовательности является важнейшей задачей геологии. Именно через ее решение и познается структура земных недр, их история образования и развития. «Невозможно переоценить значимость понятия времени

в геологии. На нем базируется не только построение геологической карты. Без понятия времени перестанут существовать историческая геология, тектоника, палеогеография, да и вообще нет геологической дисциплины, которая обходилась бы без временных, возрастных характеристик» (Салин, 1989, с. 186). Но сначала надо попытаться понять, что такое пространство.

Примем, что пространство – нечто, выражаемое через местоположение и структуру посредством качества и количества (к примеру, размерами, плотностью, состоянием). «Понятие «пространство» можно рассматривать по-разному и ... само оно является многозначимым» (Харвей, 1974, с. 215). Геоморфология и геология – это также науки и о структуре пространств. Пространство – трехмерно и имеет множество направлений, которые также являются направлениями различных движений. Каждая точка геологического пространства (тела) **стремится** двигаться по одному направлению. Естественно, что это направление задается какой-то главной, постоянно действующей силой. Естественно, что любое движение имеет длительность движения и идет во времени. За часть времени проходит некоторое расстояние. Логично предположить, что расстояние (протяженность пространства), пройденное точкой, «содержит» и некоторое количество моментов (частей) времени, **и направление движения в пространстве есть одновременно и направление течения времени** от моментов, которые случились раньше, к моментам, которые проявились позже. Иначе говоря, направление действия главной силы совпадает с направлением увеличения количества времени, т. е. оно пространственно-временное.

Такой силой для геологической системы является сила тяжести, направленная к центру массы Земли по ее радиусам. На поверхности Земли эти направления называются вертикальными. Простейший и достаточно точный определитель этого направления – отвес – направление нити, на которой висит груз, причем точка прикрепления нити указывает **верх** пространства, а центр тяжести груза – **низ** пространства. Направление «вниз» есть направление действия силы тяжести и есть направление **«роста» количества прошедшего времени (верх-низ** являются и отношением **«моложе-старше»**). Логично предположить, если движение идет против действия силы тяжести Земли (как следствие выталкивающей силы, производной от силы тяжести Земли), то пространственно-временная направленность имеет обратное направление (**низ-верх** являются в данной системе отношением **«моложе-старше»**). Первое направление исключительно важно для геологии, второе – для геоморфологии.

«Геологический возраст, геологическое время окутаны таким густым туманом, здесь нагромождено столько премудростей, что поневоле появляется некоторая почтительная нерешительность перед его определением» (Салин, 1989, с. 185). Поэтому сначала нужно попытаться понять, что такое время в общем смысле. Предложено два разных понимания времени. Время Ньютона равномерно и непрерывно, однородно и однонаправленно, оно абсолютно и независимо; время Лейбница – порядок последовательности событий или состояний, оно относительно и зависит от порядка вещей. Примем, что **время есть нечто, выражающееся непрерывной последовательностью в отношении раньше-позже**. Оно состоит из моментов – бесконечно малых частей этой последовательности (точек длительности). Момент времени – это и некоторое событие, ибо все происходит во времени. **Событие – нечто случившееся, создавшееся в некий момент времени**. Количество моментов составляет длительность времени. Время есть всеобщая необходимость, фон; это то, что было, есть и будет всегда как и пространство, и сила – триединая суть всего. И не имеет смысла ставить вопрос, кто кого порождает: сила – пространство-время, время – пространство-силу или пространство – время-силу. Они всегда вместе, они есть, образно говоря, **Бог**, воплощенный в законы творения и развития. Пространство, время и сила лишь по-разному проявляются, выражаются и измеряются, но **каковы они по сути – неизвестно**. Познаваема и уже частично **известна лишь суть их поведения, создающая некие их же части: предметы и условия**.

Время едино, оно абсолютно и равномерно, его дление независимо, бесконечно и нематериально, но есть разные по точности способы его измерения и разные эталоны оценки его хода. Правильнее говорить о времени **и как о длении равномерном и независимом, и как о размещенной в нем последовательности зафиксированных, сохранившихся в свойствах предмета следов событий и состояний**. Такое понимание времени позволяет познавать свойства вещей, что доказывают примеры физики и геологии. Классическая физика принимает и оценивает время как равномерное дление, она оперирует в основном количествами времени или оценивает все в настоящем времени, точнее, во времени, в котором находится и познающий физические явления субъект. Геология устанавливает и сравнивает в основном последовательности прошлых событий

и процессов, оставивших свои следы в литосфере, во времени, в котором познающий субъект не находился. «Геологическое время... нарушило физический «абсолютизм» именно потому, что оно сразу не «привязалось» к физическим единицам, а основывалось на специфической геологической топологии и метрике» (Круть, 1973, с. 12). И это оказалось очень эффективно не только для познания геологического прошлого, но также для понимания и качественной оценки некоторых физических процессов, которые недоступны субъекту для наблюдения.

Скорости и динамику геологических процессов геолог может количественно оценивать лишь исходя из возможного дления процесса соответственно данным физическим экспериментов и натуральных наблюдений. Дление явлений и процессов прошлого восстановимо обычно лишь с точностью, определенной принципом актуализма, и лишь в толщах горных пород, разделенных согласными границами, т. к. все другие типы границ фиксируют местные **перерывы** геологических процессов. Это не значит, что времени в геологический перерыв не было. Перерыв не дал возможности накапливаться отложениям и тем самым проявиться и времени. Степанов Д. Л. и Месежников М. С. (1979) считают, что представление о том, что все время «овеществлено» в седиментах, неверно; большая часть времени приходится на перерывы, а осадки «показывают» лишь тысячные доли его дления. Об этих осадках можно лишь точно сказать, какие из них были отложены раньше и какие в сравнении с ними – позже. Поэтому в стратиграфии достаточно оценки времени как «**стратиграфической последовательности**». Для сопоставления и сравнения событий прошлого в пространственно-временном отношении полезно введение понятия «**хронология**». **Хронология – это порядок «раньше-позже» без количественного определения насколько раньше или позже** (Мейен, 1989). Оценка «длениа времени» очень неточна и неэффективна, ее вполне заменяет понятие «**геологический возраст**».

Итак, в геологии возможны и целесообразны два вида оценки времени: «абсолютное» количество времени (в смысле «сколько лет»), измеряемое каким-либо геологическим или физическим (внешним) эталоном, если таковой имеется-принимается; и «относительное» время-возраст, когда возможно лишь установить отношение «раньше-позже» и место тела в последовательности образования тел (в смысле «даты рождения»). Все остальное – ненужные сложности. Зачем нужны два вида оценки времени? И ту, и другую достаточно точную оценку времени невозможно сделать «одинаково» для всех геологических тел. Возраст одних (интрузивных пород) точнее определяется через физические оценки времени, возраст других (осадочных пород), – через стратиграфические (Общая геология, 1976). И они дополняют друг друга. Но что же такое **возраст**?

Интересно определение: «возраст – это место акта становления данного феномена в общем порядке их последовательности» (Симаков, 1990, с. 270). Это определение следует немного уточнить. **Возраст вещи есть ее место в пространственно-временной последовательности расположения до и после созданных вещей.** Также определяется и геологический возраст геологического объекта. В принципе, он «измеряется» соотношением с другими геологическими объектами в смысле «старше-моложе» и имеет значение «даты-места рождения» в известной пространственно-временной геологической последовательности (геохронологической шкале). Отмечу, что не имеет особого смысла пытаться оценить событие создания вещи каким-то длением времени, тем более в геологии, где это достаточно точно определить вряд ли возможно. К примеру, создание горной породы или склона. Эти элементы литосферы внутри самих себя являются «вневременными» и длительностью времени их возникновения можно пренебречь. Они есть отдельные целостности, одновозрастные самим себе и внутри себя (для сравнения: наверное, нет смысла считать, что кисть у человека старше, чем локоть). Поэтому **горная порода одновозрастна сама себе во всех своих частях, но разные горные породы или всегда разновозрастны по отношению друг к другу, или условно одновозрастны, и задача заключается в выяснении этого.**

Последовательность вещей и место в ней данной вещи можно установить, лишь имея пространственное направление хода времени. Это направление должно быть только одно. Таким направлением в геологии и геоморфологии, как указывалось выше, является вертикаль – направление действия силы тяжести. По направлению вниз и осаждаются седиментационные горные породы, частицы которых находились некоторое время в двигавшей их среде (во льду, в воде, в воздухе). При остановке или замедлении движения сред содержащиеся в них минеральные частицы под действием силы тяжести опускаются вниз на литосферу. Одни частицы достигают литосферы раньше, другие позже. Как узнать, какие выпали в осадок раньше, а какие позже? Здравый смысл позволяет предложить лишь одно решение: если какая-то частица, соприкасающаяся с другой, по вертикали

находится выше ее, т. е. лежит на этой частице сверху, то следует считать, что вышерасположенная частица опустилась на уже отложенную нижерасположенную, а не наоборот. Позже опустившаяся частица не может оказаться под ранее опустившейся, для этого ей надо пройти сквозь эту твердую частицу, а это возможно лишь в том случае, если эта частица вся или частью будет разрушена. Такое же пространственно-временное соотношение свойственно и слоям горных пород (седиментам) (рис. 5).

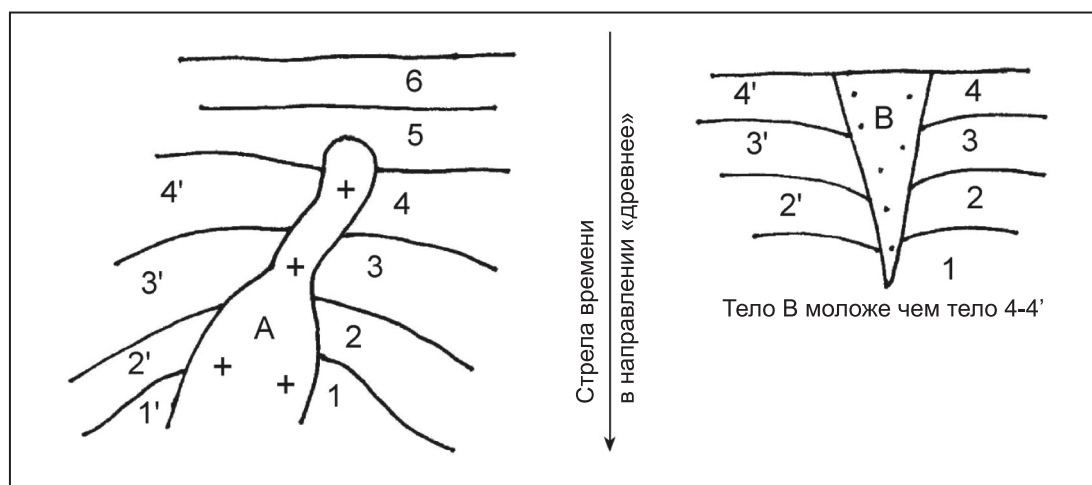


Рис. 5. Пространственно-временные соотношения геологических тел (1-6 – слои седиментов; А – интрузия; В – субвулканит). Слой 2-2' древнее слоев 3-4-5-6, но моложе слоя 1-1'; интрузия А моложе слоя 5; субвулканит В моложе слоя 4-4'

Отсюда выводится аксиома: **ниже залегающие седименты всегда древнее выше на них залегающих**. Это одна из самых важных аксиом в исторической геологии, называемая принципом Стенона, предложенная Н. Стеноном еще в 17 веке. Геологические тела, к которым возможно применение данной аксиомы называют **стратифицированными**. Они образуются на земной поверхности за счет наложения минеральных частиц и обломков под воздействием движущихся сред и силы тяжести. Для горных пород, образованных другими способами, эта аксиома не применима.

Если геологическое тело имеет со всеми смежными телами несогласные разрывные границы, то это значит, что оно проникло, «ворвалось», внедрилось в другие тела (рис. 5, А). Такое могло быть только в том случае, если другие тела уже существовали и занимали свое положение в пространстве-времени. Внедрение в них могло произойти только позже их образования. Отсюда следует, что геологические образования (жилы, интрузии), внедрившиеся в другие образования, всегда моложе последних, причем моложе самого молодого из них. Геологические тела, которые внедряются, разрывают другие тела и контактируют с ними через разрывные границы, называют **нестратифицированными** и их геологический возраст всегда определяется как «моложе» вмещающих тел.

Конечно, многие свойства вещи качественно-количественно меняются с момента ее образования в течение времени ее существования (идет ее развитие). Однако на возраст (как и на генезис) вещи эти изменения не могут оказать никакого влияния, он остается самим собой **пока вещь существует**. Вещь существует – это значит, что вещь **имеет и не меняет своего места в последовательности вещей**. Существование вещи есть также и подобие самой себе изначальной в каких-то свойствах и, прежде всего, в форме. И действительно, установленные законы уплотнения и разуплотнения геологических тел или законы их аккумуляции и денудации (Бутвиловский, 1995; Butwilowski, 2001, 2007 и др.) указывают на необходимость-стремление тел и их поверхностей в ходе своего развития сохранять не идентичность, но подобие самим себе в форме и в содержании, и создают возможность для сохранения одного и того же местоположения тела относительно смежных тел, хотя эти же законы непрерывно изменяют, развивают, вещественно преобразуют и перемещают геологические тела в пространстве (диагенез, складкообразование, метаморфизм, выветривание, снос, аккумуляция и др.).

Пространственно-временные соотношения геологических тел исследует такой раздел геологии как стратиграфия. «Стратиграфия – геологическая дисциплина, изучающая временные и пространственные соотношения нормально пластующихся горных пород земной коры» (Степанов, Месежников, 1979, с. 6). Желательно упростить эту дефиницию: **стратиграфия изучает пространственно-временные соотношения геологических тел**. Обычно задачами стратиграфии счи-

таются (Степанов, Месежников, 1979): 1) расчленение разрезов и выделение стратонов (стратифицированных геологических тел); 2) межрегиональная корреляция стратонов; 3) создание общей хроностратиграфической шкалы. Целью стратиграфии являются установление геологического возраста геологических тел, их разновозрастности или разновозрастности.

Раньше стратиграфия занимала в университетских курсах центральное место. С годами она утрачивает свое главенствующее положение по мере того, как вводились другие, более узко специализированные предметы (Хэллем, 1983). «На данной стадии геологии мы должны всеми силами противиться угрозе ее чрезмерного дробления» (Хэллем, 1983, с. 11), что совершенно правильно, причем самое главное внимание следует уделять стратиграфии – вершине геологии, связующей данные структурной, динамической и исторической геологии. Считается, что в стратиграфии генетические заключения должны быть сведены к минимуму, т. к. нет ни одного метода, который бы давал однозначный вывод об условиях образования или происхождения осадков (Методы теоретической..., 1978). На мой взгляд, это неверно. Так или иначе, но большинство геологических представлений исходят из генетических и хронологических постулатов (кластогенные-хемогенные горные породы, принцип актуализма, отношение «выше-ниже» как «моложе-древнее», уплотнение-разуплотнение и т. д.).

Неизвестно ни одного процесса, состояния или новообразования на Земле, которые были бы одновременно повсеместными (Степанов, Месежников, 1979). Это правильно. Ведь соответственно аксиоме динамической геологии, если в недрах Земли где-то идет уплотнение, то в другом месте одновременно обязательно должно быть разуплотнение, или если с литосферы где-то идет снос горных пород, то в других местах обязательно будет их осадконакопление. Кроме того, соответственно принципу Стенона возможно лишь точное установление **неодновременности** залегающих друг на друге тел. **Одновременность** можно **допускать** лишь для тел, удаленных друг от друга или находящихся рядом на одном высотном уровне в том случае, если тела не имеют отношения «выше-ниже» и несогласных рвущих границ. Абсолютная одновременность вообще не поддается выявлению. «Это не научная конструкция, а скорее образ» (Салин, 1989, с. 188). События не могут быть абсолютно одновременными, некоторое время абсолютно одновременным может быть сосуществование вещей, но не их образование. Одновременность является в геологии условной, устанавливаемой и доказываемой из пространственно-временных соотношений тел и их свойств.

«Необходимо определить понятие одновременности. И эталон единицы времени, и одновременность необходимо определять, исходя из целей и задач геологии. Хороших «инструментов вообще» – ни для чего или для всего сразу – не бывает» (Салин, 1989, с. 193). Эталон, предназначенный для измерения чего-то надо искать во множестве взаимно жестких предметов. Взаимно жесткими считаются предметы, не меняющие своих параметров относительно друг друга. В геологии – это последовательность особых **«руководящих» признаков** геологических тел – так называемая «хронологическая шкала». Можно определить руководящий признак как **свойство, созданное один раз для возможно большего количества геологических тел, не имеющих между собой отношений выше-ниже, и не имеющее подобия в непосредственно выше и ниже залегающих телах**. Возрастные отношения между точками (телами) с одинаковыми руководящими признаками есть отношения эквивалентности (условного равенства). **Они саморавны: любая точка А разновозрастна самой себе; они симметричны: если А разновозрастна В, то и В разновозрастна А; они транзитивны: если А разновозрастна В, а В разновозрастна С, то А разновозрастна С**. Это дает возможность сравнивать между собой удаленные друг от друга объекты без отношений между ними типа «выше-ниже».

В геологии оценка возраста и синхронизация удаленных друг от друга объектов производится обычно с помощью признаков, взятых в других природных системах (биологической, геохимической, геофизической и т. д.), оставивших свои следы в геологических телах (остатки животных и растений, радиоактивные изотопы, химические особенности и преобразования, палеомагнетизм и др.). Считается, что использование чисто геологических признаков (горных пород и их соотношений) для создания геохронологической шкалы «...заключает опасность определения по логическому кругу. Поэтому выбор независимого палеонтологического времени целесообразен и логичен – и биологической основе шкалы геологического времени мы отдаем приоритет» (Степанов, Месежников, 1979, с. 65). Правильнее однако использовать все признаки геологических тел, все признаки равны; главное, чтобы они были истинно руководящими.

Установление одновременности смежных геологических тел позволяет объединить их в одно целое, протяженное по латерали, в так называемый «слой» и в стратиграфические подразделения: пачки, свиты, серии, толщи, ярусы, отделы, системы и т. д. Выделенные совокупности тел, объеди-

ненные в стратиграфическое подразделение, должны выражать сущность структуры литосферы, ее главные протяженности. Это будет возможно лишь тогда, когда длина и ширина (**простираение**) стратиграфического подразделения будет многократно превышать его мощность (толщину), т. е. когда оно будет являться **«слоем»**. Слой – стратифицированное геологическое тело, имеющее согласные границы, длина и ширина которого минимум в 10 раз превышают его толщину, т. е. верхняя и нижняя его границы воспринимаются в точке наблюдения как параллельные друг другу. При меньших соотношениях тело будет иметь форму линзы. Структура литосферы, представленная в виде линз, будет выглядеть хаотично; порядок, который присущ литосфере, как и любой другой системе, не будет выражен. Лучше всего выражают структуру литосферы и ее последующие тектонические деформации стратиграфические подразделения, имеющие друг с другом согласные границы, так называемый «согласный комплекс». «Согласный комплекс – такой набор слоев, каждый из которых соприкасается только с двумя другими: вышележащим, непосредственно более молодым; и нижележащим, непосредственно более древним» (Салин, 1989, с. 234).

Процедура синхронизации геологических тел и выделения стратиграфических подразделений основываются на принципах-законах. Однако считается, что законы в геологии неравнозначны законам точных наук, потому что в точных науках не учитывается фактор времени и история развития тел (Степанов, Месежников, 1979). Полагают даже, что законов в геологии нет, есть лишь правила (Хэллем, 1983). Если исходить из того, что закон как понятие есть **связь или соотношение между частями или свойствами целого, всегда одинаково реализующиеся в определенных (идеальных) условиях**, то становится ясно, что законы и принципы в геологии есть, хоть и другие, чем в физике. Они и должны быть другими (Бутвиловский, 1995). Другое дело, насколько они правильно сформулированы и практически эффективны.

В основу стратиграфии положено три главных принципа – Стенона, Смита и Вернера. Принцип Стенона позволяет установить отношение «раньше-позже» между непосредственно залегающими друг на друге телами в единичном створе. Принцип Смита позволяет установить это отношение для пространственно разобщенных тел по идентичности последовательностей слоев разобщенных районов на основе палеонтологических признаков. Принцип Вернера (взаимозаменяемость признаков) объединяет признаки и определяет хронологические соотношения по набору разных признаков при отсутствии некоторых (с его помощью идет выбор из нескольких возможных последовательностей одной самой оптимальной с взаимозаменяющимися признаками). Логическое обоснование этих принципов дано выше (отношения А, В и С). Дополнительно применяются: 1) принцип актуализма; 2) принцип неполноты стратиграфической и палеонтологической летописи (часть геологического времени не отражена в напластованиях и приходится на перерывы); 3) принцип необратимости геологической и биологической эволюции; 4) принцип неповторимости стратиграфических подразделений; 5) принцип возрастной миграции граничных поверхностей слоев (принцип Головкинского); 6) принцип фациальной дифференциации разновозрастных отложений (принцип Грессли-Ренестье); 7) принцип палеонтологической сукцессии (принцип Сулави-Смита) (Степанов, Месежников, 1979).

Стратифицированные породы несут информацию о последовательности и способах своего образования во времени и, изучая их, можно восстановить историю развития литосферы и создать геохронологическую шкалу. Исследование нестратифицированных пород не только дополняет эту историю, но и позволяет получить данные о физико-химических условиях и процессах образования пород, выявить химико-минералогическую эволюцию вещества литосферы и рудообразование в ней. Изучение разновозрастных геологических тел показало необратимость и направленность развития вещественного состава литосферы. Вещество земных недр дифференцируется на легкие, летучие и тяжелые соединения, химически усложняется и в ходе геологических циклов развития стремится максимально окислиться, стать в литосфере максимально легким и обособиться в виде легкого пассивного блока. Последовательность развития химического состава вещества представлена сначала тяжелым металлоносным (ультраосновным) веществом океанической части литосферы, затем оно превращается в комплекс основных и средних вулканитов и незрелых осадочных пород островных дуг и окраинных морей, затем, в образовавшихся материковых горно-складчатых областях формируется комплекс пород разнообразного состава, насыщенный легкими гранитными интрузиями. Эти области в ходе последующих активизаций все более насыщаются гранитными интрузиями, стабилизируются гравитационно, денудированы и становятся выравненными платформами континентов.

Основы стратиграфической модели земных недр разработал еще в 18 веке немецкий ученый Абрахам Готлоб Вернер. Парадоксально, но эта модель и ее автор до сих пор так и не получили

заслуженного официального признания, хотя так или иначе геологи пользуются ею. «Открытому признанию модели Вернера препятствовала исчезающе малая сфера применимости этой модели самой по себе... Сущность ее заключается в представлении, что слои горных пород непрерывно облекают земной шар, имеют одинаковый порядок, хотя могут изгибаться и изменяться в мощности (но не исчезать)... Чтобы такая модель работала, необходимы идеальные условия, этого на самом деле не бывает, следовательно, модель неприменима к действительности – заключает геолог. И зря. Условий, в которых соблюдается закон инерции, тоже не бывает в действительности – и все-таки закон инерции считается приложимым к действительности» (Салин, 1989, с. 235). «Закон инерции, пополненный понятием о сопротивлении среды, позволяет полностью описать движение любых реальных тел в любых реальных средах... Вернеровская теория строения Земли неотличима в этом смысле от галилеевско-ньютоновской механики. Любые отклонения поведения слоев от требований «луковичной» модели определяются как «несогласия»» (Салин, 1989, с. 236): разломы, размывы, срезы, учет которых дает возможность достаточно точно отразить геологическую реальность. Внедрением точных методов наблюдения геология обязана именно А. Вернеру. «Заслуга разделения слоистых и жильных комплексов принадлежит Вернеру... Не было ни у стратиграфии, ни у структурной геологии, ни у других геологических дисциплин никаких шансов возникнуть, пока жилы не были отделены от слоев... По А. Вернеру, жилы – это такие плитообразные тела, которые почти всегда пересекают слои пород и этим отличаются от них» (Салин, 1989, с. 246).

«Конечно, «луковичная модель» без дополнений и усложнений отвечала реальным наблюдаемым данным так же неточно, как и закон инерции без введения понятия сил... До А. Вернера никому не приходило и в голову, что подобное вопиющее несоответствие исходной модели наблюдениям не является препятствием для ее использования в качестве фундамента конкретной науки» (Салин, 1989, с. 248). «Единая, цельная теоретическая система основ геологии появилась в своем законченном виде только в трудах А. Вернера. Она охватывала и выделение моделируемого объекта – слоистых толщ, ...построенные на базе модели принципы описания, выделения и прослеживания слоистых толщ, программу и язык полевых наблюдений, совокупность понятий и терминов структурной геологии. Любые компоненты цельного механизма, какими бы важными они ни были, по отдельности оставались нежизнеспособными, не могли обладать свойством самовоспроизводимости и никого не могли бы ни в чем убедить... Вернеровская единая теоретическая система агитировала сама за себя своей практической эффективностью и завоевала мир без специальных усилий ее автора» (Салин, 1989, с. 255). «Личности, равной А. Г. Вернеру, в истории геологии не было, и я не жалею о времени, затраченном на осмысление его научных результатов» (Салин, 1989, с. 292). Немногим удалось по-настоящему понять его модель, к тому же ошибка Вернера в оценке генезиса магматических пород (нептунизм) сыграла свою негативную роль. «Стойких последователей осталось у саксонского профессора немного. Большинство же, поклонявшееся уже новым богам, делали свое дело, и если поначалу А. Г. Вернера, развенчивая и высмеивая, все же хоть цитировали и упоминали, то впоследствии его имя было предано забвению. Практически для всех современных геологов А. Г. Вернер – лишь минералог, не имеющий отношения к другим разделам науки о Земле» (Салин, 1989, с. 279). Как же так получилось, что выдающийся ученый оказался неправильно понят, научно искажен и почти забыт?..

В задачи исторической геологии входит также и оценка физико-географических условий прошлого (**палеогеографии**), причин и условий развития литосферы, развития жизни на Земле. Эти задачи решает так называемый «фациальный анализ». «Фациальный анализ – научная дисциплина, в которой данные из разных областей знания используются для интерпретации древних обстановок» (Хэллем, 1983, с. 17). Цель фациального анализа – построить модель фации – гипотезу о физико-географической обстановке, используя принцип актуализма соответственно геологическим данным. Можно определить **фацию как геологическое тело, некоторые свойства которого есть следствие проявления определенных условий земной поверхности или земных недр**. Такое определение можно использовать при палеогеографической интерпретации. Фации как малые тела целесообразно объединять в **формации** – совокупности фаций, имеющие какие-то общие свойства и созданные в условиях какой-либо одной среды (континентальная, водная, ледниковая формация и т. д.). Считается, что задачи фациальных реконструкций, в тех видах, что ставятся сегодня, как правило, не имеют решения (Методы теоретической..., 1978). На мой взгляд, изучение геологических тел как фаций может дать полезную и достаточно точную информацию о физико-географических условиях геологического прошлого. Для этого в геологии есть достаточные предпосылки (Бутвиловский, Каульфус, Силенков, 1999, и др.).

6. Геоморфография: Основные составные части георельефа

Начнем с самого известного, проверенного и подтвержденного, с тех частей геоморфологии, которые непосредственно связаны с геометрией (точки, линии, плоскости, наклоны, экспозиции, фигуры), т. е. с геоморфографии. Исходным наблюдениям и измерениям могут быть подвержены внешний облик георельефа и геологических тел, их размеры, геометрические формы и параметры, границы, пространственные соотношения, различные физические и химические свойства и др. Основные понятия геоморфологии достаточно легко сводятся к геометрическим и физическим понятиям (георельеф, геофацетта, ярус, склон, водораздел, генезис, процесс и др.) или происходят от исходного понятия-отношения «ниже-моложе», которое можно легко и точно установить между склонами, используя пространственные положения и соотношения их границ, и направления силы тяжести. **Так как геометрические и физические понятия и факты достаточно точны и выдержали проверку практикой, следовательно и производные от них понятия и факты в геоморфологии также могут быть точно определены. Именно этим обуславливается возможность создания точной науки геоморфологии.**

6. 1. Геофацетта (склон) как исходный элемент георельефа

В целях познания структуры и других свойств георельефа в нем, как и в любом другом сложном образовании **нужно выделить исходные «неделимые» части (элементы), которые были бы просты и однородны и позволяли бы вести его точный анализ и синтез.** Важность решения проблемы выделения элементов в природных системах очевидна. Если ее решение оказывается верным, то оно становится выдающимся открытием в науке (Овчинников, 1967).

Обычно считают, что элементы георельефа это: 1) отдельные геометрические точки, линии и поверхности, ограничивающие формы рельефа (Ефремов, 1949; Панов, 1966; и др.); 2) различные по размерам, генезису и возрасту поверхности, которые, пересекаясь, создают формы рельефа (Востряков, 1974; и др.); 3) термин свободного пользования (Башенина, 1962), разнообразные неровности земной поверхности (Башенина, 1967); отдельные формы и участки рельефа (Энциклопедический словарь..., 1968), «генетически однородные поверхности» (Ермолов, 1964; и др.); 4) «границы рельефа» (Ганешин и др., 1972; Уфимцев, 1994; Лоскутов, 1998; и др.); 5) «элементарные геоморфологические единицы» (Тимофеев, 1984; Лобанов, 1988); 6. «фацетты» (Kugler, 1964; и др.).

Первые три группы определены весьма произвольно, на остальные следует обратить более пристальное внимание. Рассмотрим как представляют в геоморфологии **грань рельефа** в качестве элементарной его единицы: 1) элементарные участки поверхности форм рельефа различной степени изогнутости и крутизны (Ефремов, 1949); 2) плоскости и поверхности, со всех сторон ограниченные ребрами рельефа, образующие формы рельефа (Ганешин и др., 1972); 3) генетически однородные поверхности (Энциклопедический словарь, 1968); 4) «поверхность, форма которой описывается с помощью простого математического уравнения – ... горизонтальная или наклонная плоскость, равномерно вогнутая или выпуклая поверхность, конус, часть поверхности цилиндра или шара» (Уфимцев, 1994, с. 21); 5) «однородные поверхности, в пределах которых остается неизменной, по крайней мере, одна из трех характеристик – морфология, генезис или возраст» (Лоскутов, 1998, с. 24).

Согласно этим определениям элементы георельефа представляют собой все же некие сложные и (или) неясно определенные вещи, и, конечно же, не могут быть его элементами. Д. А. Тимофеев (1984) считает, что элементы георельефа должны отличаться друг от друга не столько происхождением, сколько морфологией, уклонами, экспозицией. Это **«элементарные морфологические единицы»** (ЭМЕ) – «наименьшие по площади, как правило, более неделимые участки поверхности, единые по уклону, морфологии и экспозиции и отделяющиеся от смежных ЭМЕ перегибами» (Тимофеев, 1984, с. 20). Для выделения и картографирования ЭМЕ были использованы следующие критерии: изменения в крутизне поверхности и ее экспозиции, общая морфология участка (выпуклый, прямой, вогнутый склон), характер микро-нанорельефа, изменения характера увлажненности, растительности, почвогрунтов. При этом возникли трудности и неясности с выделением границ ЭМЕ (Кожанова, Тимофеев, Фирсенкова, 1987). Почему возникли трудности понять легко – дело в неправильном определении ЭМЕ. Лобанов В. В. (1988) также считает, что формулировка ЭМЕ несовершенна и не дает возможности однозначно их выделять. Он предлагает свое определение: ЭМЕ – это элементарная морфосистема, охватывающая площадь водосбора водотока первого порядка (Лобанов, 1988). Однако и это определение неправильно. ЭМЕ Лобанова – это не элементарная единица, а система – сложное образование, состоящее из элементов, и она не может претендовать на роль подобной единицы (Тимофеев, 1988).

Ласточкин А. Н. (1991) отмечает, что «элементаризация ЗП... осуществляется в результате трасирования шести видов структурных линий по точкам с экстремальными значениями... параметров и линий боковых ограничений» (точки, линии и поверхности разной кривизны между ними) (с. 136). И в этом случае очевидно, что за многие элементы георельефа принимаются сложные (выпукловогнутые) делимые поверхности. Н. А. Флоренсов (1978) также подчеркивает, что очень непросто точно и однозначно выделять в рельефе его определенные части. Он пишет, что отделение даже смежных неровностей друг от друга по морфологическим признакам **имеет условный характер**, т. к. на самом деле в рельефе часто наблюдаются плавные постепенные переходы одних частей в другие (Флоренсов, 1978). Однако на то и существует наука, чтобы решать возникающие проблемы, и если проблемы подобного типа успешно решаются в математике (геометрии), значит, возможно их решение и в геоморфологии. Итак, нужно определить, что же является исходной элементарной однородной единицей георельефа, несущей все его признаки, которую нецелесообразно делить на части и которая может составить всё морфологическое разнообразие георельефа, позволяя правильно вести его анализ и синтез. **«Единицей» (элементом) поверхности может быть только поверхность** (Бутвиловский, 1994). Точка или линия не имеют всех свойств поверхности, поэтому не могут полноценно ее представлять.

Такой элементарной поверхностью могут и должны стать **«фацетты»** по Г. Куглеру (1964), который определяет их как части поверхности с однородным наклоном и экспозицией (**«Fazetten sind die Teilflächen mit einheitlicher Neigung und Exposition des Reliefs»** (Kugler u. a., 1980, с. 81)). Однако эта идея получила позже неправильную интерпретацию и развитие. В частности Г. Лезер и др. (Leser, 1977, 1997, с. 3), ссылаясь на Г. Куглера, определяют фацетты как «простейшие геоморфологические «единицы», однородные по кривизне, наклону и экспозиции, величины которых колеблются лишь в пределах определенного диапазона градусов». Это определение стало противоречивым, ведь вещь не может быть одновременно однородной по кривизне и наклону или по кривизне и экспозиции. Изменения величин этих параметров также исключают их однородность.

Из дефиниции и рисунков самого Куглера следует все же, что под «фацеттой» он понимал участок поверхности, который представляет собой идеальную плоскость, и это, на мой взгляд, совершенно правильно. Итак, элементы – это однородные части, составляющие целое. **Элемент георельефа – участок твердой земной поверхности, который не имеет кривизны.** Иначе говоря, это часть георельефа, обладающая в своих пределах одинаковой экспозицией и наклоном и представляющая собой геометрическую плоскость. Назовем ее «геофацетта». Геофацетта является абстрактно-идеальным геоморфологическим (топографическим) понятием. В реальности таких идеально плоских форм почти не бывает. Но такая идеализация абсолютно необходима геоморфологии (подобно физике или химии), чтобы достичь определенной и всегда воспроизводимой точности расчленения и анализа георельефа. И это можно сделать прежде всего с помощью изогипс топографических карт. В пределах геофацетты изогипсы прямолинейны и параллельны друг другу (одинаковая экспозиция) и удалены между собой в плане на одинаковое расстояние (одинаковый наклон) (рис. 6).

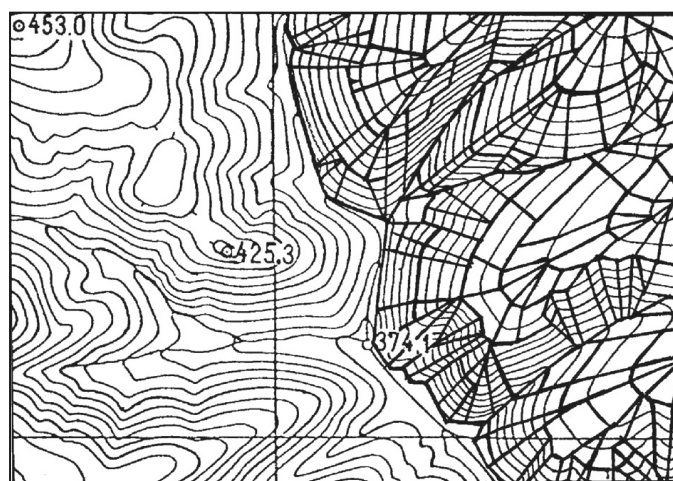


Рис. 6. Пример выделения геофацетт на топокарте (геофацетты ограничены жирными линиями)

Соответствующие геофацеттам **реальные участки местности** назовем **склонами**. Они, как правило, осложнены малыми неровностями («шероховатостью»), не выделяющимися в масштабе изображения. Понятие «склон» как нельзя лучше подходит к любому элементарному участку поверхности Земли, который всегда имеет некоторый наклон к уровню горизонта. Математически выражаясь, геофацетта (склон) есть первая производная функции земной

поверхности, дифференцирующая ход процесса создания-развития георельефа, суммирующая действие тектоники и денудации-выветривания или аккумуляции. Именно в наклоне и экспозиции геофакетт-склонов находят свое выражение свойства создавших их факторов, способы образования и процессы развития георельефа и литосферы (см. ниже). Из этой «единицы» георельефа («морфоединицы») и предлагается исходить при разработке теоретических основ геоморфологии и геоморфологических классификаций (Бутвиловский, 1994, 1995; Butwilowski, Prechtel, 2004).

К сожалению, вынужден отметить, что это предложение иногда неправильно понимается и искажается. В частности, Ю. И. Лоскутов (1998, с. 25) пишет: «Д. А. Тимофеев (1984) вместо грани и генетически однородной поверхности предложил новое понятие – элементарную морфологическую единицу (ЭМЕ), а позднее В. В. Бутвиловский (Время..., 1994), по сути дела то же самое, – морфологическую (морфоединицу)». Но под «морфоединицей» (здесь «склон») я понимал и понимаю «часть земной поверхности, не имеющую кривизны, т. е. ограниченную плоскость» (Бутвиловский, 1994, с. 17). Тимофеев же понимает под ЭМЕ не только плоскости, но и однородно выпуклые или вогнутые, иначе говоря, сложные «кривые» поверхности (читайте выше). Зачем нужно было Лоскутову исказить мою формулировку – непонятно; ясно одно, что подобные трактовки не корректны.

Следует упомянуть как вообще определяется в геоморфологии понятие «склон». Склон – наклонная поверхность чего-нибудь (Jahn, 1954; Savigear, 1960; Gorge, 1974; Ожегов, 1972); поверхности, ограничивающие формы рельефа с боков (Подобедов, 1954); поверхность, отделенная от других выпуклым или вогнутым перегибом (Симонов, 1972); наклоненный в одну сторону участок земной поверхности природного происхождения (Емельянова, 1972); составная часть (элемент) гор, долин, форм рельефа (Scheidegger, 1964; Bowen, 1972); наклонная поверхность любого генезиса, подвергающаяся воздействию различных факторов, одним из которых является действие силы тяжести (Тимофеев, Чичагов, 1972); поверхность, на которой осуществляется движение обломочного материала преимущественно под действием силы тяжести (Воскресенский, 1969; Симонов, 1971). В «Wörterbuch Allgemeine Geographie» (1997, с. 304) определяют склон как «в общем наклонную поверхность, на которой происходили или происходят геоморфологические процессы... Причем склон может состоять из многих наклонных поверхностей рельефа, иметь наклон, простираение и кривизну». Как пишут сами авторы: «определяя склон таким образом, можно сказать, что **понятие «склон» остается неопределенным**. Можно говорить о нем и как о геофакетте, и как о сложной крупной форме рельефа» (с. 304). Такие определения, мягко говоря, не имеют ничего общего с наукой. И так как понятие склон не получило до сих пор точного определения, считаю вправе применить этот термин в качестве обозначения реального участка ЗП, соответствующего «топографической» геофакетте. К склонам В. Пенк (1961) относит все участки поверхности, начиная от углов их наклона, близких к 0 и до 90 градусов. Он не противопоставляет склонам «горизонтальные» поверхности, что совершенно правильно. К тому же, строго горизонтальных участков на ЗП практически нет (Ананьев, 1976).

Основными количественными морфографическими показателями георельефа обычно считаются абсолютные и относительные высоты, глубина и густота расчленения, уклоны и градиенты, форма элементов орографической и др. Ласточкин А. Н. (1991) правильно указывает, что многие из них дублируют друг друга. Он предлагает следующие основные показатели: абсолютная высота, первая производная от функции высоты (уклоны), ее вторая производная (перегибы вогнутые, выпуклые). Использование этих трех параметров, по его мнению, дает возможность осуществить анализ георельефа. С двумя первыми можно согласиться, третий же решить задачу анализа георельефа не позволит, т. к. **выпуклые и вогнутые части рельефа всегда имеют общую часть**, и границу между ними, как будет показано ниже, невозможно провести логически обоснованно.

Считаю, что количественные морфографические показатели георельефа должны складываться из количественных морфографических показателей единиц георельефа – склонов-геофакетт. Любой склон (геофакетт) состоит из плоскости, ограничивающих ее линий и точек, имеет свое место в георельефе, экспозицию, наклон, высоту, фигуру и размеры. **«Фигура склона» – плоская геометрическая фигура, образованная линиями границ склона**. Выделение-обособление склона-геофакетты на карте идет посредством линий изогипс, поэтому фигуры склонов на картах могут иметь лишь формы треугольников или фигур с параллельными сторонами, расположенными вдоль изогипс (трапеции, прямоугольники, ромбы, многоугольники) (рис. 6). Все эти фигуры известны в геометрии и не нуждаются в специальном классифицировании. Размеры контуров склонов, выделяемые на топографических картах, есть ничто иное, как размеры вертикальной проекции склона на горизонтальную плоскость, но не размеры собственно плоскости склона. Поэтому

необходимо введение нескольких количественных показателей склонов, которые бы измерялись на местности или вычислялись бы на основе топокарты. Последней, конечно же, следует отдать предпочтение: измерения по карте будут проще, точнее и быстрее.

«Протяженность склона» – наибольшая протяженность склона по горизонтали (вдоль принадлежащей ему изогипсы); измеряется по его проекции на карте (рис. 7). **«Высота склона»** – расстояние по вертикали между самой верхней и самой нижней точками склона; вычисляется как разность значений абсолютных высот самой верхней и самой нижней изогипс, принадлежащих склону. **«Ширина заложения склона»** – расстояние по горизонтали между самой верхней и самой нижней точками склона, лежащих на одном профиле; измеряется по его проекции на карте. **«Длина склона»** – расстояние, измеряемое по поверхности склона от высшей до низшей его точки; измеряется на местности или вычисляется по карте через ширину заложения склона, деленную на косинус угла его крутизны. **«Крутизна склона» (наклон)** – наибольший угол между плоскостью склона и плоскостью горизонта. **«Экспозиция склона»** – угол между горизонтальной прямой, проведенной на плоскости склона, и направлением меридиана, отсчитанный по часовой стрелке от направления меридиана (аналогично «азимуту падения» в геологии). Величина наклона или экспозиции измеряются в «угловых» градусах: наклона – от 0 до 90°, экспозиции – от 0 до 360°. Выпуклость или вогнутость склону как таковому не свойственны.

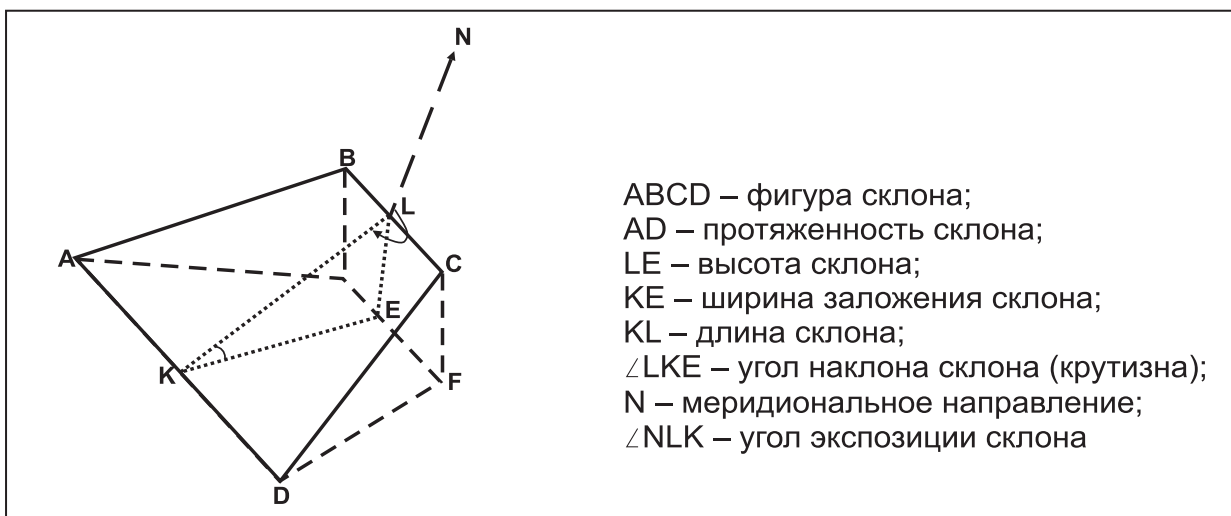


Рис. 7. Геоморфографические параметры склона геофакетты

Минимальные размеры склонов определяет масштаб топокарт. Не выделяющиеся в данном масштабе элементы георельефа становятся частью более крупных элементов либо превращаются в линейные и точечные их составляющие (линии-границы, точки вершин или низин). Выделение в георельефе линий и точек также важно и нужно. Во-первых, они являются границами элементов и их неотъемлемой составной частью, во-вторых, некоторые из них имеют особое значение как точки и линии отсчета при анализе пространственно-временной структуры георельефа или его динамики (подробнее в следующих разделах). Таковыми являются: «вершина» – точка георельефа, которая находится выше всех окружающих ее точек; «низина» – точка георельефа, которая находится ниже всех окружающих ее точек; «водораздел» – линия георельефа, каждая точка которой находится выше всех смежных точек профиля георельефа, проведенного через данную точку; «тальвег» – линия георельефа, каждая точка которой находится ниже всех смежных точек профиля георельефа, проведенного через данную точку (рис. 8). «Профиль георельефа» – линия, проведенная на участке георельефе по направлению максимальных наклонов составляющих его склонов. Особый статус имеют профили водораздельных линий. В точке пересечения с обычными профилями георельефа их направления всегда перпендикулярны направлениям этих профилей (рис. 8).

Естественно, что каждый склон отделяется от других границами. Геоморфологические границы есть линии, ограничивающие плоскость склона и тем самым отделяющие его от смежных склонов. Это не просто линии, а линии, несущие важную информацию как о самом склоне, так и о пространственно-временных соотношениях со смежными склонами. Установить типы этих границ можно, зная генезис склона (о генезисе см. главу 5). Выделяются два генетических царства склонов: 1) дизъюнктивные, созданные разрывом сплошности горных пород и сносом частиц горных пород; 2) седиментационные, созданные накоплением частиц горных пород (подробнее ниже, в главе 7).

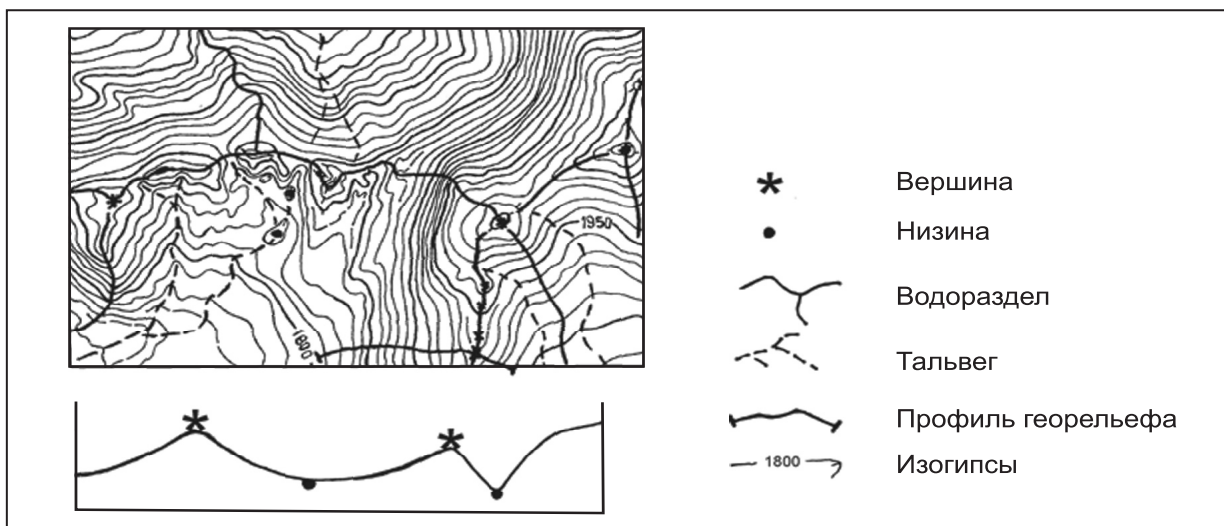


Рис. 8. Примеры выделения особых линий и точек элементов георельефа на карте и профиле

Имеется лишь четыре типа геоморфологических границ (линий и точек): согласные продольные, согласные поперечные, несогласные наложенные и несогласные срезающие (рис. 9).

1. Согласная продольная граница – высотное основание склона (верхнего ВС или нижнего AD, рис. 7), **параллельная другому высотному основанию данного склона и высотным основаниям смежных, выше или ниже расположенных. Обычно эта граница субгоризонтальна и принадлежит одновысотному уровню.** В момент своего образования она фиксировала субгоризонтальную линию базиса денудации (**шовную линию**) (обоснование этого будет дано в разделе «морфостратиграфия»).

2. Согласная поперечная граница – боковая граница склона (AB и DC), отделяющая его от смежных склонов других экспозиций и являющаяся водоразделом или тальвегом. Обычно эта граница «субвертикальна» и следует в каждой своей точке направлению наибольшего уклона. Поперечные границы возникают в ходе неравного развития (отступления) частей георельефа одного и того же высотного уровня из-за разной трещиноватости, литологии и устойчивости горных пород или неодинакового действия внешней среды (обоснование этого будет дано в разделе «морфостратиграфия»).

3. Несогласная наложенная граница – граница седиментационного склона (неровности), наложенная на границы других склонов (утыкающиеся в нее), выше или ниже расположенных. Она может иметь различную положение и форму: наклонную, субгоризонтальную, волнистую, дугообразную, фестончатую, зубчатую, ступенчатую и т. д. (рис. 9). Причем, эта граница конформна своему склону (неровности). Наличие границ этого типа вновь подчеркивает неразрывную связь геоморфологии и геологии.

4. Несогласная «срезающая» граница – граница дизъюнктивного склона, срезающая под углом утыкающиеся в нее согласные границы вышерасположенных и ниже расположенных склонов (рис. 9). Такая граница фиксирует поверхности различных (обычно более поздних) разрывов, боковых и тыловых размывов-несогласий и отрывов. Эти поверхности могут зародиться как внутри земных недр, так и на дневной поверхности и имеют самую разнообразную форму.

Естественно, что нужно изучать и проследивать границы склонов и форм рельефа, устанавливать их генезис и тип и показывать их на карте. Именно несогласные наложенные и срезающие границы усложняют и уточняют пространственно-временные отношения склонов, создают их особые пространственно-временные соотношения (подробнее в разделе «морфостратиграфия»), поэтому установление типа и генезиса границ (опять же следующее из их геометрии) – дело исключительно важное в геоморфологии.

Итак, георельеф можно в полной мере представить как сочетание различных склонов. Они самым различным образом размещены в пространстве и образуют структуру георельефа (**геоморфологическое строение**). Структура – это форма расположения элементов и частей целого относительно друг друга и целого. «Структура георельефа» или, лучше, «**морфоструктура**» есть **форма расположения склонов относительно друг друга, выраженная через их параметры, местоположение и последовательность.** Иначе говоря, это геоморфологическое строение ЗП, обусловленное «мозаикой» и комбинациями элементов георельефа, которые просто и точно выделяются на топокартах или по измерениям на местности. Методика их выделения полностью соответствует требованиям точных наук, тем самым в геоморфологии обеспечивается изначальная строгость, точность и истинность получения исходных фактов.

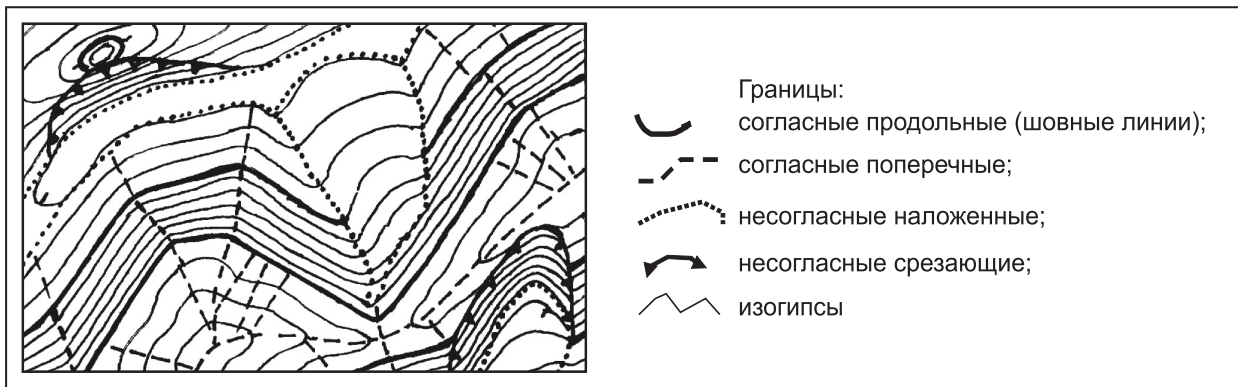


Рис. 9. Геоморфологические границы склонов, выделяемые на примере топографической карты

В принципе, выделение геофациетт в георельефе в разных масштабах имеет много общего с фрактальной геометрией, с выделением при более детальном рассмотрении в поверхностях или линиях «фракталей» – все новых и новых, обычно подобных друг другу форм. «Фракталь» – это кривая или поверхность, в первом приближении имеющая простую форму, а при детальном рассмотрении становящаяся все более сложной, причем это усложнение бесконечно» (Лазаревич, 1993, с. 17). Чисто геометрическое отличие состоит в том, что мною выделяются только однородные и простые формы (плоскости, прямые линии), а приверженцами «фрактального подхода» – сложные комбинации форм (Пузаченко, 1997; и др.). На мой взгляд, в георельефе его фракталами могут быть только геофациетты (плоскости), а на геопрофилях – только прямые линии соответственно масштабу исследования. Другой масштаб исследования – другие фракталы (склоны). Как будет показано ниже, любой процесс поднятия, сноса или накопления «фрактализует» ЗП, разбивает ее на склоны-геофациетты, так как процессы обычно идут неравномерно и по ходу движения скачкообразно меняют свои параметры. Линии тальвегов и водоразделов, а также согласные продольные границы (**шовные линии**) и разделяют эти геофациетты-фракталы, которые в своем развитии подобны самим себе, устойчивы во времени и пространстве и четко обособлены. Выделить их – задача геоморфолога. **Именно к ним есть смысл «привязывать» данные, измерения и пр. Именно геофациетты могут стать основой общей ГИС и всех типов карт объектов земной поверхности. Отсюда следует необходимость геоморфологического картирования в разных масштабах как основы для анализа и синтеза различных геосистем.** Именно через картирование можно и должно познать эту фрактальность (морфоструктуру) фактически и практически.

6. 2. Геофациетта как «энергетическая» однородность

Известно, что земная поверхность находится в поле действия силы тяготения, принимает поток солнечной энергии и движущихся внешних сред (дождя, ветра и др.) (глава 5). Приходящая энергия обуславливает физико-химические состояния и изменения вещества ЗП и, тем самым, изменение (развитие) ее георельефа. Логично предположить, что разделение ЗП на различные геофациетты (склоны) является также и разделением ее на участки, получающие на единицу площади (к примеру, на 1 кв. м) определенное количество энергии. Этот приход энергии можно обозначить как «**энергетический поток**». Его величина в разных регионах Земли существенно различается (за исключением силы тяжести). Однако в пределах относительно небольших площадей (в сотни и тысячи кв. км) энергетический поток достаточно однороден, и его размеры в огромное количество раз превышают размеры геофациетт. Даже ветровые или дождевые потоки всегда охватывают площади в сотни раз большие, чем площади геофациетт, выделяемых, к примеру, в масштабе 1:25000. Поэтому вполне обоснованно допущение, что поток энергии, идущий на геофациетту и смежные с ней геофациетты, достаточно одинаков для них всех.

Так как идущий на некоторый участок георельефа поток энергии достаточно одинаков, то логично утверждать, что на каждую точку одной и той же геофациетты приходит одинаковое количество энергии. Все части геофациетты получают одинаковое энергетическое воздействие, а это значит, что все они имеют одинаковые предпосылки для последующего своего развития и должны одинаково развиваться. Из-за того, что геофациетта не имеет изменений своего наклона и экспозиции, и создается одинаковая энергетическая нагрузка на всю ее площадь и одинаковый энергетический фон (условия) для последующего ее развития.

Исходя из вышеизложенного, логично сформулировать противоположную теорему: **не будет никогда смежных геофациетт (склонов), получающих на единицу своей площади одинаковое энергетическое воздействие, а раз оно разное – разными будут и свойства-состояния тел,**

оформленных этими склонами, и динамика их развития. Доказательство этой теоремы очень простое. Если склоны (геофацетты) смежные, то это значит, что они отличаются друг от друга либо крутизной, либо экспозицией, либо тем и другим. Если они отличаются друг от друга крутизной, то это значит, что на любую точку одной геофацетты действует скатывающая сила тяжести большая или меньшая, чем скатывающая сила, действующая на любую точку смежной геофацетты. Скатывающая сила (F) есть произведение веса тела («материальной точки», обломка горных пород) ($m \cdot g$) на синус угла наклона α геофацетты к плоскости горизонта ($\sin \alpha$):

$$F = m \cdot g \cdot \sin \alpha$$

Это значит, что чем больше угол наклона (крутизна) геофацетты, тем большая скатывающая сила действует на материальную точку геофацетты. **Скатывающая сила на более крутой геофацетте всегда больше, чем скатывающая сила на менее крутой геофацетте.**

Нетрудно доказать, что точки разных по крутизне смежных фацетт получают **неодинаковое** количество солнечной энергии и неодинаковое воздействие со стороны окружающих движущихся сред. Причем количество этой энергии также зависит от величины угла наклона фацетт и направления потока энергии извне. При одном направлении больше энергии получают более крутонаклонные геофацетты, при другом – более пологие. Например, на экваторе больше солнечной энергии получают субгоризонтальные геофацетты, меньшее – субвертикальные северной или южной экспозиции, в северном полушарии больше солнечной энергии получают более крутые геофацетты южной экспозиции, наименьшее – субвертикальные северной экспозиции. Более сложные соотношения имеются с потоками движущихся сред, меняющими свои направления. Их воздействия можно оценить лишь как **неодинаковые** для смежных фацетт при одном и том же событии (к примеру, при дожде). При разных событиях воздействие может быть больше то для одной, то для другой геофацетты. **Только сила тяжести** (скатывающая сила) **действует однозначно и всегда является большей у более крутонаклонных геофацетт.** Именно она является главной, постоянно действующей силой в развитии георельефа.

Геофацетты одинаковой крутизны, но имеющие различное простирание (экспозицию), также получают различное энергетическое воздействие как со стороны солнечной инсоляции, так и со стороны движущихся внешних сред. Доказать это может читатель и сам.

Далеко расположенные друг от друга склоны при разных своих параметрах (наклоне и экспозиции) могут получать одинаковую энергетическую нагрузку на свои точки. Наша же задача состоит в том, чтобы доказать, что **смежные склоны всегда различны не только по своим геоморфографическим параметрам** (по их различию они и отделяются друг от друга), но и по энергетической нагрузке, из которой следуют многие другие свойства склонов, ведь геологические, почвенные и другие процессы осуществляются лишь при получении энергии извне. Поэтому важно знать, каковы силы, действующие на георельеф и какова значимость геофацетт в распределении и проявлении этих сил, действительно ли геофацетты являются исходными элементами в георельефе. Судя по выше и ниже изложенному, это именно так.

В качестве подтверждения теоретических заключений приведем эмпирические данные. Далеко за примерами ходить не надо, и убедительнее в этом случае будут данные других исследователей. По данным Соорер (1960) склоны южной и северной экспозиций всегда имеют значимые различия по температуре воздуха и почвы на разной глубине, по влажности почв и количеству испарившейся воды, по освещенности. В целом южные склоны всегда теплее и суше северных, содержат больше глины, полуторных окислов, более красновато и светло окрашены, имеют большую мощность корнеобитаемого слоя. Увеличение наклона поверхности южной экспозиции на 1° по количеству получаемой солнечной энергии как бы приближает местность на 100 км ближе к экватору. «Экспозиция склона влияет на время затененности и интенсивности освещения его, а, следовательно, на температуру почвы склона. Долины, ориентированные с запада на восток, освещены более равномерно, чем долины меридионального направления, так как получают прямую солнечную радиацию только в полуденные часы. По данным В. П. Мосолова (1949), разница в температуре приземного воздуха отдельных склонов (южных и северо-западных) при их одинаковой крутизне может достигать до $6-7^\circ\text{C}$, а в температуре почвы на глубине 1 см – до $5-7^\circ\text{C}$... В горах наибольший температурный контраст обычно наблюдается на северо-восточных и юго-западных склонах. Склоны разных экспозиций имеют также неодинаковый запас влаги, разница в котором может достигать до нескольких процентов (влажность обычно меньше на южном склоне)» (Звонкова, 1959, с. 13).

Г. Вальтер (1982, с. 168) также указывает, что «количество тепла, получаемое почвой, зависит от экспозиции и крутизны склона. Различия касаются прежде всего прямой солнечной радиации, тогда как в рассеянной радиации нет большой разницы. При этом играет роль географическая широта. Когда на экваторе солнце в полдень стоит в зените, различия, зависящие от экспозиции,

полностью исчезают. Наибольшее количество тепла в предполуденное или послеполуденное время получают соответственно восточные и западные склоны. С увеличением широты в более благоприятных условиях оказываются в северном полушарии южные склоны, а в южном – северные. Крутые южные склоны даже в Арктике расположены перпендикулярно к солнечным лучам, так что поверхность почвы может нагреваться до 50°C... Тернер измерил на юго-западном склоне в Альпах на высоте 2000 м на темных гумусовых почвах температуру почвы 79,8°C на глубине 1 м. В течение часа она была выше 75°C и в течение четырех часов выше 55°C... Самые высокие температуры обнаруживаются обычно на юго-западных склонах; почва во второй половине дня здесь суше и сильнее нагревается; кроме того, температуры воздуха здесь тоже в это время наиболее высоки. Самые низкие температуры всегда измеряются на северных склонах. Шаде в 1910-1917 гг. измерял крайние температуры в Эльбских песчаниковых горах в дернинках мха на затененных скалах северо-восточной экспозиции и всего в 50 м от них на постоянно освещенных солнцем скалах южной экспозиции. В этом промежутке времени средний годовой максимум составлял в первом местообитании 15,9°C, а во втором 52,6°C. Минимумы различались меньше: в северо-восточной экспозиции соответственно -3,6°C, в южной экспозиции -6,1°C... Что касается угла наклона, то на 45° с. ш. в летний полдень южный склон крутизной 21,5° расположен перпендикулярно к солнечным лучам, весной же подобная ситуация возможна лишь при уклоне 45°... В горах контрасты между различными экспозициями становятся с высотой все более ощутимыми, поскольку как солнечная радиация, так и излучение возрастают».

На получение и потерю тепловой энергии влияет не только высотное положение, экспозиция и крутизна, но и типы комбинаций склонов (выпуклые или вогнутые неровности). Г. Вальтер (1982) отмечает, что это влияние наиболее сильно сказывается в ночное время. «Холодный воздух, лежащий у поверхности земли, тяжелее выше расположенного теплого воздуха и поэтому в неровной местности стремится стекать вниз... В местах с небольшим уклоном холодный воздух застывает; потоки текут медленно, на более крутых склонах легко образуются вихри, и это ведет к перемешиванию с более теплыми воздушными массами. В ночное время отрицательные формы рельефа (вогнутые неровности) наполняются холодным воздухом, так что создаются «озера холода». В результате возникают значительные температурные различия между высокими и низкими участками. Большое озеро холода часто образуется в Бааре (700-800 м над ур. м.) – котловине между Шварцвальдом и Юрой; в этой котловине в 1949 г. было зарегистрировано всего 12 безморозных дней, а на ее склонах – 170... Если сравнить вершинные и долинные местоположения, то последние не только более холодны ночью из-за застоя холодного воздуха, но и более жарки в солнечные дни; таким образом, им свойственны большие колебания температур» (Вальтер, 1982, с. 169-170). Перечень подобных данных можно было бы продолжить, но он достаточен и так, чтобы подтвердить различие энергетической нагрузки и энергетического баланса смежных склонов-геофациетт.

Практический опыт исследования георельефа через геофациетты пока неудачный. В. Зигбург и др. (1987) поставили задачу выяснить, имеет ли каждая фациетта свое «лицо» в факторах рельефообразования (Sigburg et. al., 1987). Хорошо, что авторы четко описывают свою методику действий. Сначала они разделили карту на квадраты, длина стороны которых 1 см. Далее они выясняли, является ли каждый квадрат геофациеттой или нет. Оказалось, что большинство квадратов имеют сложный рельеф и геофациеттами не являются. Поэтому авторы начали давать допуски отклонений рельефа в квадрате от геофациетт (допускать отклонения до 20% от среднего расстояния между изогипсами, допускать большие отклонения углов в экспозиции геофациетты и т. д.). Кроме того, они включили в них еще и элементы «кривизны». Эти действия, направленные на то, чтобы сохранить простоту и удобство дальнейшего исследования (сохранить сеть квадратов, принять все квадраты за геофациетты) являются главной методической ошибкой данного исследования, ибо в итоге, те единицы, которые принимаются за геофациетты, в большинстве своём таковыми не являются. Кроме того, геофациетты не были разделены на дизъюнктивные и седиментационные (их следует анализировать отдельно), что является второй принципиальной ошибкой. Из таких «геофациетт» авторы составили профили, сопоставили «геофациетты» с информацией о факторах окружающей среды, о почвах, горных породах и т. д., и получили заключения о том, что распределение геофациетт в зависимости от экспозиции, субстрата, энергии рельефа, геологических тел четко выраженных закономерностей не имеет. Посредством факторного анализа информации были сделаны непонятные выводы о том, что наклон фациетт объясняется совместным действием климата и тектоники (47,7%), климата и экспозиции (17%), субстрата (11%), удаленности базиса денудации (10%). В итоге авторы оценивают возможности анализа геофациетт как неэффективные, что в данном случае совершенно необоснованно.

6. 3. Формы георельефа (неровности)

Отдельный элемент георельефа (геофакетта) всегда ровный. Неровности проявляются тогда, когда соприкасаются несколько элементов георельефа. **Неровность – совокупность двух и более склонов** (рис. 10). Определенные эти совокупности обычно называют **«формами рельефа»** (Kugler, 1964). Этот термин исключительно часто употребляется геоморфологами для обозначения частей рельефа и определяется как: 1) отдельные геометрические тела, слагающие рельеф и имеющие определенный объем (Ефремов, 1949); природные тела, которые можно сравнить с геометрическими фигурами (конусом, пирамидой, кубом, плоскостью и др.) (Живаго-Пиотровский, 1971); 2) относительно небольшие неровности земной поверхности с определенными очертаниями (комбинациями граней) и определенного происхождения (Боч, Краснов, 1958); 3) элементы рельефа, отличающиеся целостностью строения; могут быть простыми, элементарными и сложными (Геологический словарь, 1973); 4) термин свободного пользования, относящийся к неровностям земной поверхности любого размера и происхождения (Вруан, 1922); 5) аномалии поля высот разного знака, разделенные областями нейтрального рельефа (Асеев, Никифоров, Тимофеев, 1988). Во многих учебных пособиях форма рельефа вообще никак не определяется и вводится как понятие следующим образом: – «рельеф слагается из элементов – отдельных форм рельефа (положительных или отрицательных)» (Щукин, 1960, с. 5).

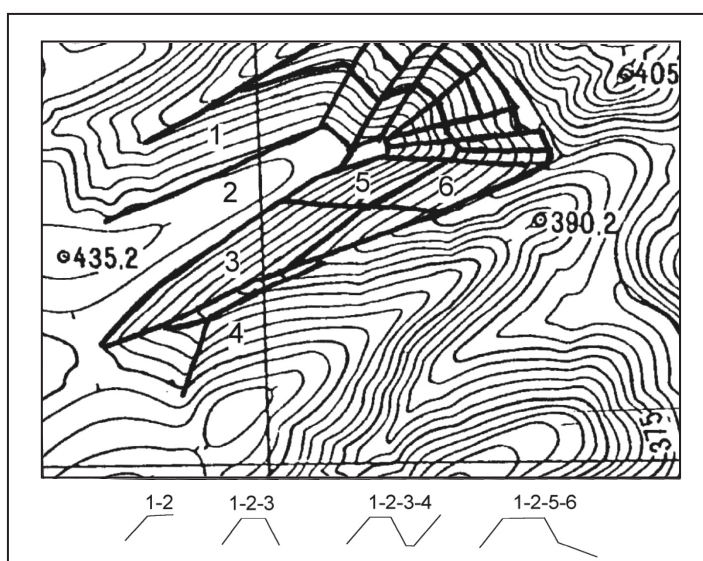


Рис. 10. Примеры выделения неровностей (форм рельефа) и их профилей (1-2; 1-2-5-6 и др.) на топокарте

А. Н. Ласточкин (1993) совершенно правильно подчеркивает невозможность воспроизводимого и точного выделения в георельефе форм рельефа, если следовать их традиционным определениям (как гор, долин и т. д., так как неясно, где заканчивается долина и начинается гора). Он предлагает заменить термин «форма рельефа» на термин «форма ЗП», определяя его как «территориально целостная часть, отличающаяся от соседних участков размерами и очертаниями в плане, поперечном и продольных профилях» (Ласточкин, 1991, с. 100). Однако и это определение недостаточно конкретное.

Следует согласиться, что термин «форма рельефа» формально и этимологически неудачен (буквально – форма совокупности форм). Признавая правоту А. Н. Ласточкина, К. С. Лазаревич (1994) все же считает, что с термином «форма рельефа» придется смириться. Я думаю, что со временем все решится само собой. Этот термин скорее станет ненужным в геоморфологическом анализе, однако быть может он сохранится в географических и геоморфологических описаниях местностей. На мой взгляд, вместо «формы ЗП» или «формы рельефа» было бы правильнее говорить о **«неровностях»** георельефа, тем более что этот термин традиционно используется во многих геоморфологических определениях и описаниях.

Считается, что формы рельефа (неровности) бывают положительными и отрицательными, выпуклыми и вогнутыми, разными по размерам (мезо-микроформы и т. д.). Н. А. Флоренсов (1978) утверждает, что нет нужды придавать неровностям георельефа значение замкнутых или полузамкнутых объемов, положительные или отрицательные свойства. С этим мнением следует согласиться. Однако необходимо определить, какие геометрические свойства характеризуют неровности. На мой взгляд, таковыми свойствами являются размеры (протяженность, высота, ширина

заложения), также форма профиля и планового контура (фигуры) неровности. Их формы у отдельной неровности бывают только двух видов: **выпуклые** или **вогнутые** (рис. 10, 11). «Выпуклый» профиль – профиль неровности, у которой составляющие ее геофацетты по направлению вниз являются все более крутыми (профиль 2-1, 2-5). «Вогнутый» профиль – профиль неровности, у которой составляющие ее геофацетты по направлению вниз являются все более пологими (профиль 5-6). Выпуклый плановый контур неровности – контур, экспозиция геофацетт которого при следовании по часовой стрелке меняется в направлении север-восток-юг-запад-север. Вогнутый плановый контур неровности – контур, экспозиция геофацетт которого при следовании по часовой стрелке меняется в направлении юг-запад-север-восток-юг (рис. 11).

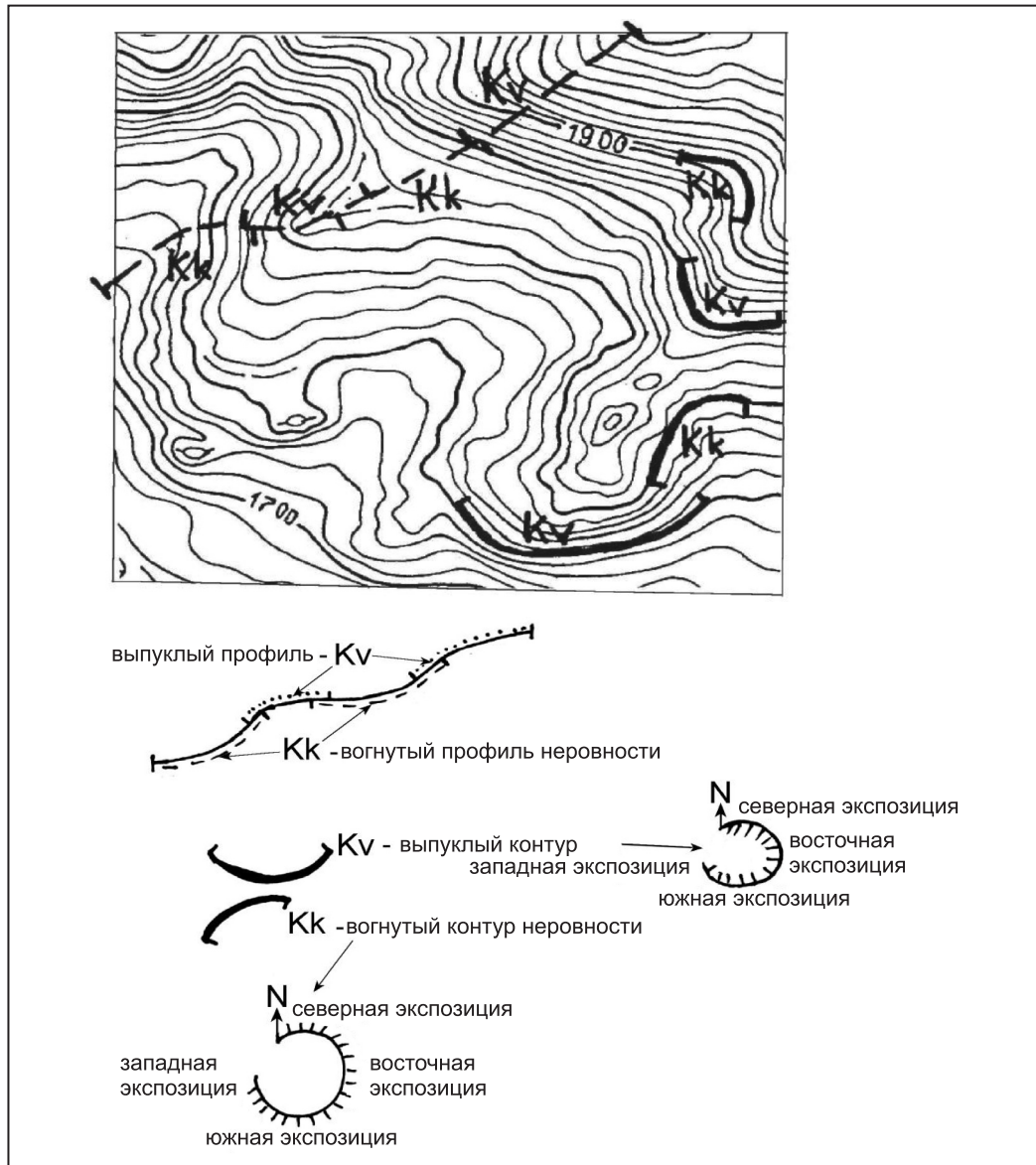


Рис. 11. Типы профилей и плановых контуров выпуклых и вогнутых неровностей

Сочетания различных склонов составляют неровности, разнообразие которых можно типизировать. Сочетание **двух склонов** составит всего **четыре типа неровностей**: выпуклую в профиле (**уступ, 2-1**), вогнутую в профиле (**терраса, 5-6**), выпуклую в плане (**выступ, Kk**), вогнутую в плане (**ниша, Kv**) (рис. 10, 11). Следует отметить, что **смежные выпуклые и вогнутые неровности всегда имеют общий склон, который принадлежит каждой из них**. Тем самым невозможно формально строго обособить эти неровности друг от друга. При обособлении одной из них мы всегда вынуждены включить в нее склон, принадлежащий и другой неровности (рис. 11). **В георельефе возможно точное выделение только одного типа неровностей: только выпуклых или только вогнутых**. Это необходимо иногда для специальных геоморфологических исследований, и здесь они не будут рассматриваться. Отмечу лишь, что множества склонов составляют следующие типы неровностей как выпуклого, так и вогнутого типов (рис. 12).

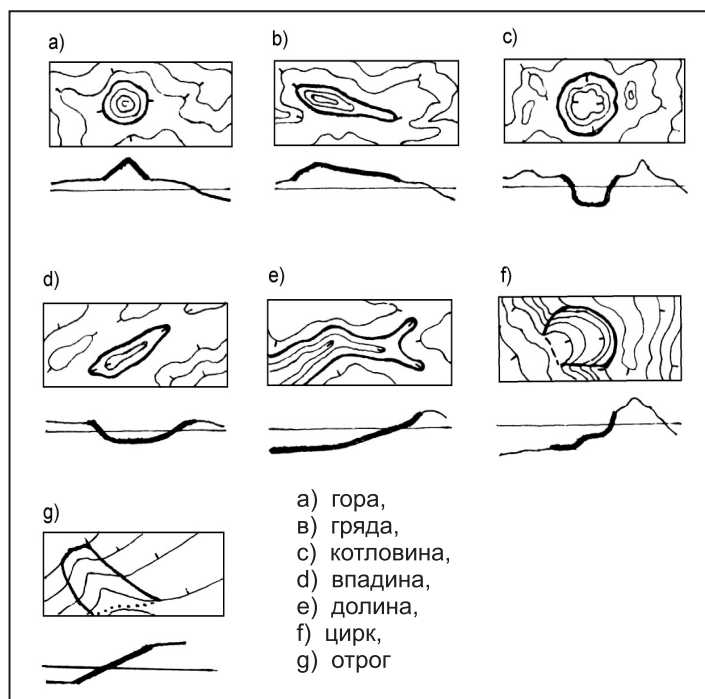


Рис. 12. Типы отдельных неровностей (форм рельефа) и их облик на топокартах и профилях

Дадим им соответствующие, исторически сложившиеся названия. **Гора** (холм) – часть георельефа, возвышающаяся над окружающим георельефом, ограниченная на топокарте замкнутой изогипсой, образующей в плане контур, отношение длины и ширины которого не превышает двух. **Гряда** (вал) – то же самое, что и гора, но соотношение длины и ширины неровности превышает два. **Котловина** (яма) – часть георельефа, образующая замкнутое понижение, ограниченное на топокарте замкнутой изогипсой, отношение длины и ширины контура которой не превышает двух. **Впадина** (западина) – то же, что и котловина, но отношение длины и ширины контура превышает два. **Долина** (ложбина) – пониженная часть георельефа, незамкнутая в каком-либо одном направлении с отношением длины и ширины контура больше двух. **Цирк** – то же, что и ложбина, но с отношением меньше двух. **Отрог** – возвышенная часть георельефа, выступающая в каком-либо направлении из общего контура рельефа в плане.

Исходя из этих определений, можно легко и точно обособлять **отдельные неровности** в георельефе. Иной вопрос, зачем нужны эти неровности в геоморфологии как таковые, какие задачи можно решать с их помощью? Следует отметить, что данные неровности являются прежде всего **геометрическим** сообществом склонов, генетически же они представляют собой обычно гетерогенные и гетерохронные образования, т. е. не являются геоморфологическими целостностями. Это значит, что их нельзя использовать в качестве некоторых «единиц» при анализе динамики и истории развития георельефа. Для этого требуются другие «единицы-неровности» (склоновые пояса, морфокомплексы и др., см. следующие разделы).

Многие исследователи предлагают обозначать сходные, повторяющиеся на обширных площадях сочетания форм рельефа как **«типы георельефа»**. Тип рельефа определяют как: 1) закономерно повторяющиеся сочетания форм рельефа, приуроченных друг к другу (Ефремов, 1949); 2) участок земной поверхности с однородным сочетанием элементарных форм, который отличается однородностью внешнего облика, происхождения и условий развития рельефа (Эпштейн, 1954); 3) определенное сочетание морфоструктуры и денудационной морфосистемы (Симонов, 1972); 4) крупная категория рельефа, возникающая в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, протекающих в пределах основных геоструктур Земли (Востряков, 1974). В качестве примеров дефиниций конкретных типов рельефа приведу «горы». «Горы – морфологическая категория рельефа земной поверхности, которая характеризуется более или менее значительными абсолютными и относительными высотами, густым и глубоким расчленением, сильной дифференциацией поверхности на составляющие морфологические и генетические элементы (Щукин, 1938); или – участки земной коры, поднятые над окружающей территорией на высоту более 660 м (Page, 1864); или – крупные возвышенности, обладающие резко очерченной подошвой (Эдельштейн, 1947)» (Терминология...

1977, с. 29). О таких определениях можно сказать, что их трудно назвать научными. Однако подчеркну, что в отношении выделения различных типов георельефа фантазия геоморфологов еще богаче и оригинальнее. В терминологическом справочнике по общей геоморфологии (Терминология..., 1977) приводится 122 разновидности генетических, морфологических и возрастных типов георельефа, начиная от «рельефа живого» и кончая «рельефом грбовых крышек» и «эксгумированным», или от «слабого», «дряхлого» до «сильного» и «возбужденного», переходящего в «рельеф-климакс». Как хотите, так и понимайте!

Итак, тип георельефа – определенное сочетание неровностей (грядово-ложбинный, холмисто-котловинный, горно-долинный и др.). Отмечу, что выделение типов георельефа необходимо иногда для его районирования, синтеза георельефа в специальных целях, генерализации информации о нем и т. д., но неприменимо для строгого и точного анализа георельефа. Почему? Хотя бы потому, что, используя даже точные вышепредложенные определения этих форм рельефа, зачастую все равно невозможно выделить их точно и непротиворечиво (точно либо только выпуклые, либо только вогнутые). В самом деле, если невозможно провести границу между долиной и грядой, нишей и выступом и т. д., то о каком анализе георельефа может тогда идти речь?

6. 4. Ранжирование георельефа соответственно масштабам исследования

Склоны и неровности различаются не только по наклону, экспозиции, форме своих контуров-границ, но и по размерам, величина которых зависит и от масштаба исследования. Поэтому, как и литосферу, нужно изучать георельеф в разных масштабах:

1. Исследование участков точек наблюдения, охватывающих пространства до десятков метров. Здесь мы имеем дело со всем тем, что можно увидеть и точно воспринять на местности у одной точки. Наши инструменты: молоток, компас, угломер, рулетка, лупа и фотоаппарат. Исследуются как обломки и выступы горных пород (шероховатость георельефа), так и склоны, обнажения, простейшие неровности, горные породы и др. Изучаются границы, соотношения, диагностируются склоны.

2. Исследование георельефа региональных областей идет на основе данных точек наблюдения методом геоморфологического картирования, а также на основе анализа и интерпретации топографических и геоморфологических карт. Информация точек наблюдений генерализуется, и на картах выделяются единицы морфоструктуры георельефа, имеющие протяженность многие километры. Здесь мы имеем дело со склоновыми поясами, морфокомплексами, разломами, деформациями склоновых поясов.

3. Исследование георельефа глобальных областей охватывает объекты размерами в сотни и тысячи километров, принадлежащие глобальным геолого-геоморфологическим структурам. При этом работают с картами материков или земного шара, имея дело с горными странами, платформенными равнинами, геосинклинальными впадинами, срединноокеаническими хребтами и т. д.

Именно масштаб карты задает величину детальности геолого-геоморфологических исследований и, соответственно, минимальные размеры выделяемых элементов георельефа. В масштабе 1:50000 и крупнее выделяются прежде всего геофациеты. Только на этих картах геометрические параметры геофациет достаточно точно соответствуют геометрическим параметрам реальных склонов. Но ранг геофациеты обычно слишком мал для познания и выражения региональной морфоструктуры; слишком детально, слишком «шероховато» и хаотично она будет показана. Хронологически и генетически однородные части морфоструктуры (склоновые пояса, морфокомплексы) обычно имеют протяженность на многие десятки километров и пространственно являются объектами другого, более крупного ранга. Чтобы их отобразить целостно и наглядно, необходим более мелкий масштаб карт. Конкретным масштабам картирования должен соответствовать определенный и только один ранг геоморфологических подразделений. Не должно быть так, чтобы на одной и той же карте показывались то геофациеты, то морфокомплексы, то склоновые пояса или неровности георельефа.

В терминологии рангов геоморфологических подразделений много путаницы, четкой и обоснованной их классификации пока нет. Исходя из площадных параметров геоморфологических подразделений и величины генерализации георельефа предложена его особая иерархия (ранжирование по размерам выделяемых единиц): от мегарельефа до нанорельефа (Терминология..., 1977). **Мегарельеф** – наиболее крупные формы рельефа Земли: материки и океаны (Энциклопедический...,

1968); или – совокупность крупных неровностей земной поверхности площадью сотни тысяч квадратных километров (Башенина, 1967; Панов, 1966). **Макрорельеф** – главные формы рельефа земной поверхности – материковые глыбы и океанические впадины (Победоносцев, 1934); или – крупные формы рельефа, определяющие общий облик большого участка земной поверхности: горные хребты, плоскогорья, равнины (Энциклопедический..., 1968) площадью сотни и тысячи квадратных километров (Панов, 1966). «**Мезорельеф** – формы рельефа, занимающие по размерам промежуточное положение между макро- и микрорельефом – это холмы, дюны, котловины, долины малых рек и др., которые возникают исключительно под воздействием экзогенных процессов; или мезорельеф – формы рельефа второго порядка: низменности, плоскогорья, горные области. Микрорельеф – мелкие формы рельефа с размерами до нескольких метров высоты и сотен метров по латерали, преимущественно экзогенного происхождения. **Нанорельеф** – формы рельефа относительной высотой до 30-50 см различного экзогенного происхождения» (Терминология..., 1977, с. 53, 58, 65). Видно, что и в этой иерархии нет точных определений и порядка. Формально более строгие классификации рангов георельефа по размерам приводятся Г. Куглером (Kugler, 1980), Д. Баршем и Г. Штабляйном (Barsch, Stablein, 1978), где размеры неровностей даны точно, однако необосновано, почему неровности микрорельефа должны иметь такие и никакие другие размеры, а нанорельефа или мезорельефа – другие.

Считаю, что в геоморфологии пока возможно предложить лишь одно целесообразное обоснование ранжирования георельефа по площадным параметрам: **масштаб топографических карт**, на которых георельеф достаточно точно представлен как соответствующий некоторому масштабу **континуум** (непрерывное целое). Ранг георельефа – это также и принадлежность георельефа к какому-либо типу других природных объектов: к примеру, микрорельеф оформляет почвы, мезорельеф – ландшафты, макрорельеф – структуры земной коры и т. д. Иначе говоря, разные ранги рельефа свойственны разным природным объектам и через них осуществляется связь геоморфологии с другими науками о Земле. Соответственно масштабам карт и опыту геоморфологического картирования можно (довольно **условно**) предложить следующие пространственные (фрактальные) ранги строения георельефа: **нанорельеф** (масштаб исследования и картирования крупнее 1:1000) представляет в основном хаос «шероховатости»; **микрорельеф** (масштаб 1:1000-1:50000) – совокупность геофакетт-склонов; **мезорельеф** (масштаб 1:100000-1:500000) – совокупность склоновых поясов и морфокомплексов; **макрорельеф** (масштаб 1:1000000-1:5000000) – морфоструктуру и морфотектуру горных и равнинных сооружений материков и океанов; **мегарельеф** (масштаб меньше 1:10000000) – геосинклинали, плиты, платформы, горные области, островные дуги, материки и океаны.

Георельеф измеряется и представляется по одному универсальному количественному показателю – по расположению его точек в трехмерной системе координат относительно исходной точки-репера, высота которого условно равна уровню моря. С помощью количественных значений этих точек можно представлять георельеф на картах как континуально (в виде изогипс), так и дискретно (в виде геофакетт). Этот показатель достаточно точно измеряем с помощью приборов. Насколько он оказался полезным и доказывать не надо. Он «математизирует» георельеф и обуславливает возможность создания необходимой формализации склонов как таковых, а также сравнения их между собой. Георельеф, также как и литосфера, состоит из «дискретных» частей (геофакетт), но с помощью изогипс топографических карт, проведенных согласно измеренным высотным отметкам точек ЗП независимо от генезиса частей георельефа, он предстает перед нами и как континуум (рис. 6). Такой способ изображения рельефа позволяет легко воспринимать его общий облик, видеть направления его наклонов, их величину (градиенты высот), оценивать направления действия сил в георельефе и перемещения вещества. Представьте, что бы было, если бы георельеф изображался только как грани-плоскости – воспринимать такое изображение было бы очень трудно (довольно хаотичная мозаика) (рис. 6). **Но самое главное – способ изогипс позволяет правильно и легко генерализовать малые неровности («шероховатость») георельефа для любого масштаба его изучения и отображения.** Иначе говоря, этот способ позволяет правильно пренебречь малыми неровностями и, тем самым, уменьшить хаос в структуре георельефа и отчетливее выразить ее закономерности и порядок.

7. Геоморфогенез

(кинематика и динамика образования и развития георельефа)

7. 1. Способы образования и развития георельефа: основные генетические категории георельефа

После введения исходных геолого-геоморфологических понятий необходимо определить генезис, кинематику и динамику образования и развития склонов, сформулировать их основные **законы**. Все это задачи динамической геоморфологии (геоморфогенеза). Их можно решать, изучая даже небольшие участки георельефа и наблюдая в их пределах современные геологические процессы. Чтобы познавать и эффективно моделировать природную систему, необходимо выявить ее противоположные элементы и противоборствующие процессы, через взаимодействие которых эта система развивается. Это всеобщий закон борьбы и взаимодействия противоположностей, свойственный любой природной системе, в том числе земным недрам и георельефу. К примеру, в литосфере таковыми процессами являются **уплотнение** и **разуплотнение** (глава 5). Какие свойственны георельефу – предстоит выяснить.

Представим себе участок литосферы, состоящий **из уже образовавшихся** горных пород и оформляющих их склонов, разных по наклону, размерам и экспозиции (рис. 4). Но что с ними будет происходить после их образования и будут ли они изменяться? Обязательно будут, ведь они не остаются изолированными от действия различных сил. Как уже отмечалось в главе 5, на них действуют сила тяжести, энергия Солнца, движущиеся ледники, ветер, поверхностные воды. Непосредственные наблюдения показывают, что у внешней поверхности земных недр горные породы обычно выветрелые и разуплотненные (трещиноватые, пористые или рыхлые). Поэтому их частицы легко отрываются и перемещаются с места своего залегания, если поверхность в данном месте имеет наклон и (или) испытывает действие латерально направленной внешней силы. Отрыв и перемещение-удаление частиц горных пород с места своего первичного залегания называют **денудацией** горных пород. Это один из главных **геологических процессов развития склонов**. Известно, что скорость этого процесса зависит от крутизны и высоты склонов, твердости-связности горных пород и силы воздействия внешних движущихся сред. Скальные породы денудированы очень медленно, рыхлые пески и супеси – очень быстро. Скорости денудации достигают 10-20 см/год и более, но обычно они гораздо меньше – 0,1-0,001 мм/год (Борсук и др., 1977; и др.). «Денудация» является общим понятием, включающим в себя различные способы отрыва и перемещения (**транспорта**) частиц горных пород, а в итоге – отступление-перемещение склонов.

Денудация – активно действующий процесс на крутонаклонных поверхностях. Но он не может действовать повсеместно, потому что есть условия, препятствующие денудации. Какие? Очевидно, условия, при которых движение-перемещение частиц прекращается или же возможно только вниз (уплотнение). Это происходит на низших участках георельефа: в котловинах, впадинах, на субгоризонтальных, покрытых водой равнинах. В замкнутых понижениях скатывающие силы направлены со всех сторон к низшим точкам и в итоге не имеют горизонтальной результирующей составляющей (отсутствует наклон в какую-либо сторону). Поэтому частицы горных пород вынуждены здесь остановиться и выпасть в осадок (**седиментироваться**). В тоже время на смежных, более высокорасположенных участках георельефа продолжается денудация. Тем самым всё новые и новые порции частиц поступают в понижения и, останавливаясь, накладываются (наслаиваются) сверху на ранее остановившиеся частицы. Происходит так называемая **аккумуляция** частиц горных пород. Это также один из главных **геологических процессов развития склонов**, посредством которого происходит их рост и наступание вплоть до полного поглощения ими других смежных склонов. Скорость этого процесса зависит от крутизны и высоты склонов, крупности частиц горных пород и количества приносимых частиц в единицу времени. Крупные частицы осаждаются очень быстро, мелкие – медленно. Скорости аккумуляции достигают 10-20 см/год и более, но обычно они гораздо меньше – 0,1-0,001 мм/год (Борсук и др., 1977; и др.).

Исходя из проявления процессов денудации и разуплотнения, аккумуляции и уплотнения, возможно выделение двух противоборствующих динамических форм состояния-**развития склонов** литосферы: склоны действия денудации и склоны действия аккумуляции. Переход склона из состояния денудации в состояние аккумуляции и наоборот является мгновенным качественным скачком. **Процесс денудации** пород там, где он идет практически постоянно (на крутых склонах возвышенностях), обычно медленный, неравномерный, но непрерывный, потому что сила тяжести и внешняя среда действуют постоянно. В ходе его также возможны огромные увеличения скорости, но лишь в особых условиях и для рыхлых пород. В обширных понижениях георельефа (морях и океанах) **процесс аккумуляции** также идет практически постоянно и относительно медленно.

В ходе его также возможны огромные увеличения скорости, но они свойственны лишь особому, экстремально быстрому осадкообразованию, к примеру, вулканогенному.

Образование склонов как и горных пород есть следствие физико-химических изменений вещества земных недр (см. главу 5). Способов создания поверхностей вещества множество, но объединяются они в два главных, противоположных друг другу типа: разрыв-отрыв вещества, создающий дисконформные данному веществу поверхности (**дизъюнкция**) и соединение частиц вещества, создающее конформные данному веществу поверхности (**седиментация**). Это свойственно и склонам. Одни склоны образуются посредством **разрыва** сплошности горных пород, создающего новую поверхность, и развиваются путем удаления частиц горных пород с этой поверхности, ведущее к изменению ее пространственного положения. Другие склоны, как указывалось выше, образуются и меняют свое положение через различные физические и химические способы **накопления** вещества. Отсюда следует логически обоснованное деление множества склонов на два противоположных друг другу царства: **дизъюнктивные** – следствия разрыва-разуплотнения земных недр, что обычно обусловлено подъемом участка литосферы; и **седиментационные** – следствия соединения-накопления частиц горных пород, что обычно обусловлено опусканием участка литосферы. Такое деление множества склонов по сути является **генетическим**, оно исходит из факторов и способов их образования и **опознается по соотношению склонов и текстур оформленных ими горных пород**. Предложенное дедуктивное деление склонов на два царства подтверждают наблюдения за современными геологическими событиями их образования. Примерами дизъюнктивных склонов являются береговые обрывы, склоны ледниковых каров, уступы водопадов, ниши отрыва оползней и обвалов и др. Второе царство склонов представляют барханы, прирусловые валы, конусы выноса, осыпи, моренные валы и др.

Понятия «образование», «развитие», «процесс», «генезис», «кинематика», «динамика» были охарактеризованы в главе 5 и в общем виде применимы и к георельефу. **Генезис есть способ возникновения склона или неровности посредством некоторого движущего фактора-среды.**

Понятие «генезис» должно служить только как изначальный признак элементов георельефа, к примеру, так же как их размер, положение, границы, т. е. как признак или свойство, которое могло бы измеряться, точно устанавливаться и как первичная информация наноситься на карту. **Генезис склона выражается в геометрических соотношениях склона и текстур-структур оформленных им горных пород и, тем самым, может быть достаточно точно и однозначно «измерен» и установлен** (Butwilowski, 2001, 2007). Имеется лишь два главных геометрических соотношения: 1) – когда внешняя поверхность параллельна внутренним поверхностям текстуры горных пород (**конформна**); 2) – когда внешняя поверхность непараллельна внутренним поверхностям текстуры горных пород (**дисконформна**). Первое соотношение возникает тогда, когда образование горной породы и склона совместны, что возможно лишь при наслоении (седиментации) частиц. Второе возникает при разрыве сплошности горной породы. Определить эти соотношения можно всегда точно и безошибочно. Для геоморфологии, в принципе, достаточно даже самого простого генетического определения: к какому царству принадлежит данный склон – к геометрически дисконформным (**дизъюнктивным**) или конформным (**седиментационным**), хотя следует определять его генезис более детально, если это возможно.

Выше (глава 5) указывалось, что образование вещи и развитие ее – это совершенно разные явления. Образование есть появление-возникновение («рождение») чего-либо. Развитие есть существование чего-либо в условиях внешней среды и его реагирование на их изменения. Эти явления должны обозначаться разными терминами, иначе терминология станет запутанной и противоречивой, и разные свойства будут обозначаться одинаково. Поэтому под терминами «денудационный» и «аккумулятивный» предлагается понимать противоборствующие **геологические процессы развития склонов**, а под терминами «дизъюнктивный» и «седиментационный» – противоположные друг другу **способы образования склонов**.

Чтобы качественно и количественно оценивать кинематику и динамику образования или развития склонов, необходимо сформулировать некоторые исходные аксиомы. Считаю, в геоморфогенезе, как и в динамической геологии целесообразно принять аксиому: **в одних и тех же условиях и под действием одних и тех же сил создаются одни и те же объекты и протекают одни и те же процессы** (сходные свойства – следствия сходных сил и условий). Из этой аксиомы можно вывести следующее следствие: **склоны одних и тех же параметров создаются одинаковыми энергозатратами и имеют одинаковые потенциально-энергетические условия для последующего их развития**. Эти аксиомы, следующие из здравого смысла и логики, обосновывают допустимость применения принципа **актуализма** и в геоморфологии.

Далее необходимо ввести основные аксиомы геоморфогенеза и сформулировать законы взаимоотношений, развития и образования генетически различных склонов. Как уже отмечалось, георельеф развивается двумя способами: отрывом и удалением частиц вещества с одних его участков и накоплением этих частиц на других участках. Эти процессы всегда разобщены в пространстве, ибо **там, где идет снос (денудация), там одновременно не может быть накопления (аккумуляции)**. Это важнейшая аксиома геоморфогенеза. Она подводит нас к необходимости и допустимости выделения двух генетически противоположных типов склонов: **дизъюнктивных и седиментационных**, и процессов развития склонов: **денудации и аккумуляции**, с чем согласны большинство исследователей (Флоренсов, 1978; Проблемы..., 1989; и др.). Данные типы склонов и процессы дискретны по отношению друг к другу, но функционально прямо пропорционально связаны: **усиление сноса с дизъюнктивных склонов приводит к равному усилению накопления-наращивания седиментационных склонов в замкнутых понижениях георельефа**. И наоборот, ослабление денудации приводит к ослаблению аккумуляции. Это также аксиома, которая основывается на законе сохранения массы и энергии. Данная функциональная связь действует всегда потому, что Земля является пространственно замкнутой системой, вещество которой испытывает различные преобразования и движения, но остается в пределах этой системы. Поэтому если в какой-либо ее части прекращается или уменьшается вынос вещества, то здесь же сразу обязательно начинается накопление его за счет поступления вещества из других мест, т. к. все оно находится в движении, в вечном круговороте.

Многие исследователи отмечают, что склоны по главнейшим своим параметрам (наклону и экспозиции), как правило, не образуют четко обособленные классы, а образуют большое множество разновидностей. Это верно, однако отмечу, что разновидности склонов все же можно классифицировать и точно, но это задача не только геоморфографии. Для правильного классифицирования необходимо использовать главнейшие свойства склонов – форму, генезис, а также разработать теорию кинематики и динамики их образования и развития. Тогда станет понятно, как следует разрабатывать классификации, а пока для создания теоретических основ кинематики и динамики георельефа достаточно абстрактных неклассифицированных элементов георельефа или их совокупностей: дизъюнктивных и седиментационных, обоснованных выше.

7. 2. Дизъюнктивный георельеф (ДР): Законы образования и развития

7. 2. 1. Определение и аксиомы ДР

Примем, что **дизъюнктивный георельеф – георельеф, дисконформный текстуре оформленных им горных пород, в каждой точке которого идет денудация этих горных пород**.

«Дисконформный» значит, что элементы георельефа расположены непараллельно элементам текстур (слоистости) стратифицированных геологических тел, оформленных этими элементами георельефа (рис. 13). «Конформный» означает, что элементы георельефа параллельны элементам текстур геологических тел. Истинно конформными (согласными) они могут быть лишь тогда, когда элемент текстуры был некоторое время элементом георельефа; к примеру, **поверхность слоя всегда является элементом текстуры геологического тела и бывшим элементом георельефа**. Отсюда допустимо заключение о том, что конформные (согласные) соотношения элементов георельефа могут быть лишь с элементами текстур стратифицируемых геологических тел. **С нестратифицированными геологическими телами элементы георельефа имеют только дисконформные (несогласные, «срезающие») геометрические соотношения**. Как было показано в главе 5, нестратифицированные геологические тела всегда имеют несогласные границы-поверхности ко всем телам, с которыми контактируют, поэтому и оформляющий их георельеф не может иметь с этими геологическими телами конформных соотношений. К тому же, нестратифицированные геологические тела, как правило, образуются в земных недрах и их границы-поверхности никогда не были элементами георельефа.

Стратифицированное геологическое тело теоретически не может иметь конформных (согласных) **боковых (субвертикальных) границ** (Салин, 1983). Если такая граница у него есть, то она всегда дисконформна и возникла вследствие разрыва или среза тела в этой его части. Отсюда следует заключение о том, что **дизъюнктивный георельеф образуется лишь вследствие разрыва и перемещения частей геологических тел относительно друг от друга. Он существует (развивается) только лишь в том случае, если продолжается денудация вещества литосферы в каждой его точке**. В противном случае, согласно аксиоме геоморфогенеза начнется аккумуляция, и георельеф мгновенно преобразуется из дизъюнктивного в седиментационный.

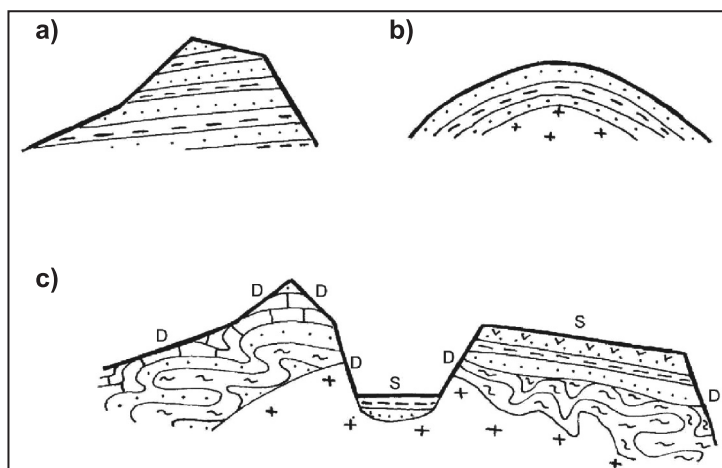


Рис. 13. Соотношения между элементами георельефа и стратифицированными геологическими телами: а) дисконформные; б) конформные; в) комбинация дисконформных (D) и конформных (S) склонов

Из определения «дизъюнктивный георельеф» (ДР) формально допустимы следующие аксиомы, характеризующие его свойства:

1. ДР образуется только посредством разрыва-перемещения геологических тел и развивается посредством денудации горных пород с каждой своей точки.
2. Баланс вещества в каждой точке ДР имеет отрицательное сальдо, поэтому в пределах ДР не должно быть участков аккумуляции.
3. На участках действия денудации склоны перемещаются (отступают), срезая земные недра; здесь же постоянно идет разуплотнение (выветривание, разрыхление) горных пород.
4. Процессы разуплотнения и денудации обуславливают возможность наличия в пределах ДР местами конформного ему рыхлого выветрелого слоя, который непрерывно движется вниз по уклону («деятельный» слой).
5. Действие денудации на ДР непрерывно, как только она прекращается, здесь сразу же начинается аккумуляция, и ДР теряет свой статус.

Эти свойства позволяют всегда точно опознавать дизъюнктивные склоны на местности. **Главные признаки дизъюнктивных склонов:** 1. Дисконформное (несогласное, непараллельное) положение по отношению к текстуре (слоистости) стратифицированных геологических тел. 2. Отсутствие в пределах этих склонов рыхлых образований или же наличие их только в качестве постоянно движущегося деятельного слоя. Причем, для опознания дизъюнктивных склонов на нестратифицированных горных породах достаточно лишь второго признака.

7. 2. 2. «Деятельный слой» (слой выветривания) на склонах ДР

Деятельный слой представляет собой рыхлую приповерхностную часть горных пород, возникшую в результате их выветривания (физико-химического дробления и изменения под воздействием колебаний температуры, влажности и физико-химически активных веществ окружающей среды). Находясь на склонах, он вынужден двигаться вниз по уклону под действием скатывающей составляющей силы тяжести, которая тем больше, чем больше крутизна склона. **Деятельный слой не является седиментационным образованием, потому что движется по латерали, части его постоянно меняют свое место, форму и текстуру и еще не сформированы как горные породы. Наличие этого рыхлого чехла на элементах ДР не противоречит сущности ДР, но помогает более точно опознать типы процессов денудации. Надо уточнить, что в целом весь деятельный слой всегда дисконформен склону ДР.** Конформными ему (и только временно) могут быть лишь некоторые, обычно приповерхностные части деятельного слоя (рис. 14). Как показывают геологические наблюдения (Ананьев, 1976; Общая геология, 1976; Бутвиловский, 1993 и др.), деятельный слой никогда не является единой горной породой (геологическим телом), а всегда состоит из многих тел, расположенных на разной глубине от поверхности и объединяемых в один слой лишь на основании того, что все его части, пусть и с разными скоростями, но постоянно совместно движутся в одном и том же латеральном направлении.

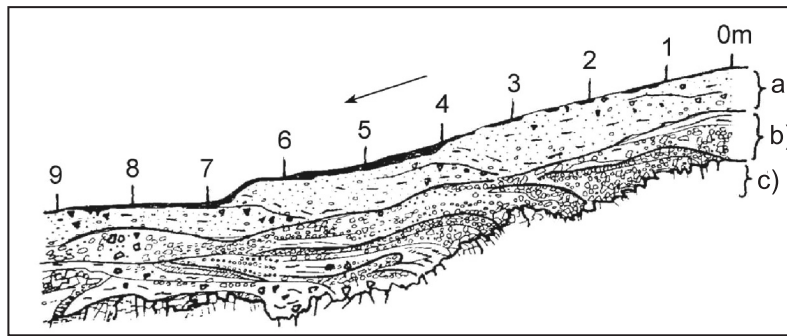


Рис. 14. Геологический разрез деятельного слоя на дизъюнктивном склоне (Леонтьев, Рычагов, 1979): а) – суглинок с щебнем; в) – щебень с суглинком; с) – выветрелые скальные породы

Величина максимально возможной вертикальной мощности (толщины) деятельного слоя (M_d) зависит от крутизны и высоты склона и прямо пропорциональна им, а также зависит от среднего размера частиц рыхлого чехла и обратно пропорциональна ему (размер частиц определяет коэффициент и силу трения; чем крупнее обломки, тем сильнее трение между ними). Если представить, что на рыхлый чехол действует только сила тяжести, при условии, что частицы рыхлого чехла всегда одинаковы и достаточно малы и коэффициент трения (μ) между ними везде одинаков, то на горизонтальной поверхности мощность деятельного слоя будет равна 0, на вертикальной – высоте самой поверхности, а на наклонной – определяется формулой:

$$M_d = (H \cdot \sin \alpha) / \mu,$$

где H – высота склона, α – угол его наклона к горизонту. При μ равном 1, какой обычно имеет реальный рыхлый обломочный чехол на склонах, формула упрощается:

$$M_d = H \cdot \sin \alpha.$$

Вывод и доказательства формулы достаточно просты. Естественно, что этот вывод соответствует идеализированным условиям и является чисто теоретическим, каким и должен быть он в науке поначалу. При рассмотрении реальных склоновых рыхлых чехлов оценка толщины деятельного слоя потребует учета и реального размера частиц, и коэффициента трения между ними, и геометрии склона, и свойств горных пород, и гидрофизических условий. Тем самым она станет весьма сложной и лишь приблизительно решаемой задачей, решению которой посвящены многочисленные научные работы (Емельянова, 1972; Сергеев, 1978; и др.). Не умаляя важности и полезности этих работ, отмечу, что их авторы пытались решить задачи движения рыхлого чехла на склонах, используя данные наблюдений и эмпирические формулы установленных физических зависимостей. Простое **теоретическое** решение этой задачи не делалось, а ведь именно от такого простого идеального решения следует путь к более сложному и точному ее решению, учитывающему реальные условия, как это делается, к примеру, в физике. Если бы известные физические законы выводили только бы из реальных условий, то никогда бы не удалось установить истинные законы кинематики и динамики (Голин, 1987). Выведенные для неких идеальных условий законы впоследствии применяют и приспособливают для реальных условий.

Идеальные условия для теоретического решения этой задачи таковы:

1. Геометрические параметры склонов точно измерены и известны.
2. Частицы рыхлого чехла одинаковы и их размер достаточно мал.
3. Трение достаточно мало, но больше, чем у жидкостей и принимается за постоянную величину.
4. Окружающая среда одинаково воздействует на все точки склона и не учитывается.
5. Распределение напряжений (давления) в каждой точке горной породы аналогично гидростатическому.

Такие идеальные условия обычно не встречаются в реальности, но из эмпирических наблюдений известно (Ренк, 1924; Оллиер, 1987; и др.), что **любой рыхлый чехол на склонах постоянно стремится приобрести подобные свойства в течение длительного времени**, а именно: частицы пород постоянно выветриваются и уменьшаются, пространство между ними расширяется и заполняется связанной водой, трение между частицами стремится уменьшиться до величин трения жидкости (вязкости), распределение напряжений стремится к гидростатическому. Следовательно, эти идеальные условия допустимы и применимы для теоретического решения задачи движения рыхлого чехла на склоне.

Для теоретического определения возможной максимальной мощности деятельного слоя необходимо рассмотреть действие силы тяжести на склоне с учетом всегда существующего

трения между частицами рыхлого чехла (рис. 15). Пусть трение в рыхлом склоновом чехле будет везде одинаково, больше 0 и равно μ , длина, высота (H) и угол наклона (α) склона достаточно точно измерены и больше 0. Представим, что деятельный слой существует и имеет вертикальную мощность Md (MD), которая больше 0, но неизвестна и ее надо определить. Для этого рассмотрим обычный склон, который опирается на горизонтальный склон, а сверху ограничен другим, наклоненным в противоположную сторону склоном. Примем весь деятельный слой данного склона за одно сдвигающееся тело, лежащее на наклонной под углом (α) плоскости. Сдвиг данного тела, исходя из законов физики, возможен в том случае, если сдвигающая сила тела (F_s) больше силы его сопротивления-трения (F_v) об опору.

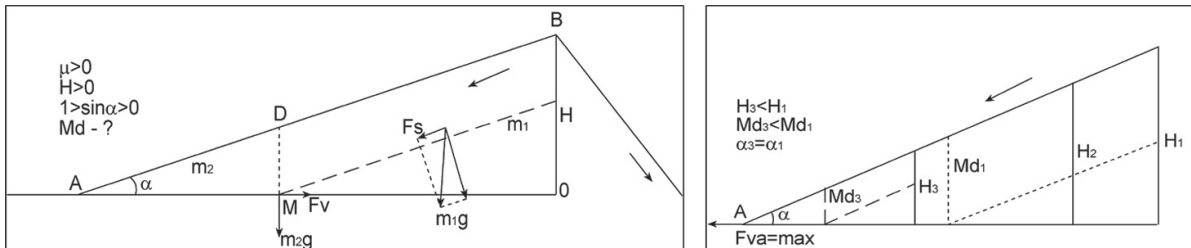


Рис. 15. Модель кинематики действия сил на деятельный слой в пределах склона (объяснения в тексте)

Величина сдвигающей силы тем больше, чем больше масса (вес) тела и угол наклона. При одной и той же вертикальной толщине (Md) и наклоне (α) тела (слоя) его масса тем больше, чем больше высота склона (H) (рис. 15). Выделим из тела деятельного слоя нижнюю часть (ADM , с массой m_2), которая опирается на горизонтальную плоскость. Эта часть должна быть сдвинута за счет давления-нагрузки остальной верхней части тела ($DBMH + MHO$, с массой m_1). Величина сдвигающей силы со стороны верхней части тела, толкающей его нижнюю часть, равна

$$F_s = m_1 \cdot g \cdot \sin \alpha$$

Нижняя часть тела в точке M удерживается за счет своего веса и силы трения на горизонтальной опоре. Действие верхней части должно преодолеть силы сопротивления нижней части. Можно составить уравнение, при котором соотношения этих сил будет равным и из него найти необходимую для выполнения этого равновесия вертикальную мощность (толщину) тела. Эта мощность и является максимально возможной вертикальной мощностью деятельного слоя. При мощности, меньше определенной из уравнения, тело должно начать сдвигаться, причем сдвигающая сила будет иметь свой максимум у самого подножия склона, в точке A (рис. 15). Следует учесть, что массы (вес) частей прямо пропорциональны их геометрическим параметрам и нижняя часть (ADM) также подвержена сдвигающей силе за счет своего веса.

$$\text{Сила сопротивления нижней части равна } F_v = \mu \cdot m_2 \cdot g \cdot \cos 0^\circ,$$

$$\text{а сдвигающая сила от верхней и нижней части равна } F_s = (m_1 + m_2) \cdot g \cdot \sin \alpha.$$

$$\text{Примем, что эти силы равны: } F_s = F_v, \text{ или: } (m_1 + m_2) \cdot g \cdot \sin \alpha = \mu \cdot m_2 \cdot g \cdot \cos 0^\circ,$$

$$\text{сокращая и преобразуя, получаем } (m_1 + m_2) \cdot \sin \alpha = \mu \cdot m_2 \quad (1)$$

Исходя из подобия треугольников ADM и ABO и пропорционального соответствия масс m_2 и $(m_1 + m_2)$ геометрическим параметрам этих треугольников, соотношения

$$m_2 / (m_1 + m_2) \text{ к } AD/AB \text{ и } Md/H \text{ к } AD/AB$$

будут подобными. Члены уравнения m_2 и $(m_1 + m_2)$ можно заменить соответственно на Md и H , отсюда уравнение (1) будет иметь вид $H \cdot \sin \alpha = \mu \cdot Md \quad (2)$

Преобразуя уравнение (2), получаем, что вертикальная мощность деятельного слоя рыхлого чехла на склоне не может превышать

$$Md = (H \cdot \sin \alpha) / \mu \quad (3)$$

При $\mu = 1$, что обычно свойственно обломочному материалу на склонах, будет $Md = H \cdot \sin \alpha$, что и требовалось доказать.

Из этого доказательства вытекает много интересных следствий и объяснений. Например, почему плоскость скольжения оползней у крутых склонов имеет дугообразную форму; почему у подножия крутых склонов зачастую наблюдается вал выдавливания рыхлого материала (в этой точке силы сдвига достигают максимума); как можно увеличить устойчивость рыхлого чехла на склоне (сделать его ступенчатым) и т. д.

7. 2. 3. Законы развития ДР и их доказательства

Вышеотмеченные формальные свойства ДР позволяют сформулировать **законы кинематики денудации** геологических тел и изменения положения склонов, которые подвержены денудации (Бутвиловский, 1995).

Первый закон: При непрерывном действии денудации все точки профиля склона перемещаются-отступают на равные горизонтальные расстояния (S). Иначе говоря, развитие ДР при условии сохранения своего статуса возможно лишь равным горизонтальным отступанием каждой его точки:

$$S_1 = S_2 = S_3 \dots = S_n,$$

где $S_1, S_2, S_3, \dots, S_n$ – величины горизонтального перемещения точек склонов (рис. 16). Склоны должны при этом перемещаться-отступать параллельно самим себе.

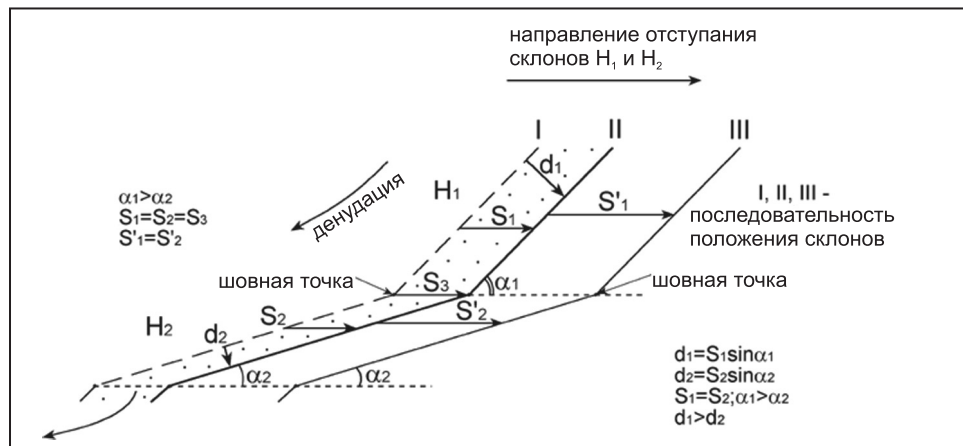


Рис. 16. Профильная модель кинематики параллельного горизонтального перемещения дизъюнктивных склонов H_1 и H_2 (объяснения в тексте)

Если этого не будет, т. е. какая-то точка или точки не отступят или отступят на меньшее расстояние, чем другие, то выше ее или их сразу же возникнет выступ, накрытый аккумуляцией и возникнет седиментационный склон (рис. 17). Этого не должно быть, т. к. по условию задачи принято, что происходит лишь только денудация данного участка литосферы. Следовательно, чтобы происходила только лишь денудация, нужно чтобы отступление каждой точки склона было одинаковым, и чтобы не возникала между ними разность расстояний смещения. Таково простейшее формально-логическое доказательство этого закона, который легко доказывается также математически (геометрически и арифметически) через сравнение отрезков пути или вычитание величин пройденных точками расстояний (рис. 16). Почему «отступает» поверхность при сносе оформленного ею вещества? Это легко представить на геометрическом профиле склона. Если удалить с профиля слой вещества, то внешняя поверхность сразу приобретет новое положение в пространстве, переместившись туда, где осталось вещество, на величину размеров удаленного слоя (рис. 16).

Доказательство первого закона для идеальных условий легко выводится из геометрической модели-профиля сноса ДР (рис. 16). Профильная модель очень наглядна и репрезентативно представляет склоны-геофацетты, ибо последние являются местом бесконечно большого количества точек и профильных линий, и то, что присуще и доказывается для профиля склонов, в равной степени относится и ко всей их площади. Профиль сноса есть линия пересечения склонов ДР с вертикальной плоскостью, ориентированной по направлению наибольшего наклона склонов. Нужно дополнить, что точки, соединяющие два смежных по высоте (выше и ниже расположенных) склона (перегиб линии профиля) следует выделить особо как **«шовные точки»** (рис. 16). Плоскости выше и ниже расположенных смежных склонов также образуют перегиб, шовные точки которого составляют **«шовную линию»** – согласную конформную границу оснований склонов. Шовные линии как совокупности шовных точек несомненно должны иметь те же физические и кинематические свойства, что и их шовные точки.

Докажем этот закон методом от противного. Рассмотрим два предполагаемых случая, для которых примем, что перемещение склонов различно, но параллельно самим себе и обусловлено одним и тем же типом денудационного процесса. Итак, предположим обратное, что $S_1 \neq S_2$. Если крутой верхний склон отступает в каждое мгновение на большее расстояние, чем нижний пологий (рис. 18, случай 1, $S_1 > S_2$), то в процессе денудации на более пологом склоне даже при малом отступании

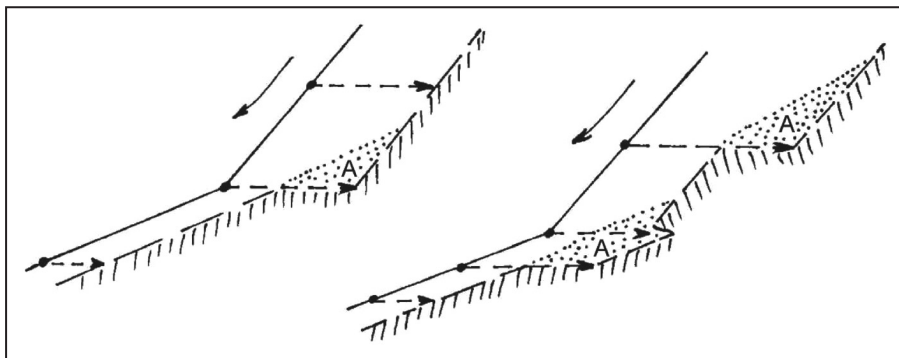


Рис. 17. Возникновение участков аккумуляции (А) при неравномерном перемещении точек дизъюнктивных склонов

точек (дифференциалах dS_1 и dS_2) неизбежно возникнет аккумуляция, т. к. объем вещества, сносимого с единицы площади более крутого верхнего склона, в каждое мгновение всегда больше, чем с такой же площади пологого нижнего склона ($dS_1 > dS_2$). На нижний склон будет поступать большее количество частиц горных пород, чем сносится (сальдо баланса вещества становится положительным), а это значит, что денудация здесь прекращается и начинается аккумуляция. Нижезалегающий пологий склон в этом случае (сначала в шовных точках, а затем повсюду) начинает превращаться в седиментационный, что совершенно недопустимо по условию нашей задачи (георельеф должен всегда сохранять статус ДР). Чтобы этого не происходило, всем точкам ДР необходимо отступать на равные горизонтальные расстояния в ходе денудации горных пород в пределах ДР.

Как и за счет чего это происходит? Это другой вопрос, на который будет дан ответ ниже. Но чтобы нижерасположенный более пологий склон отступил на то же расстояние, что и верхний, нужно, чтобы с нижнего склона был снесен весь объем рыхлого материала, который поступал с верхнего склона, и дополнительно столько материала с нижерасположенного склона, сколько нужно, чтобы отступить на то же расстояние, что и верхний склон. Именно таких соотношений сноса обломочного материала требует выполнение первого закона денудации. И именно в точке сочленения профилей этих двух склонов (в шовной точке) согласно данной теории **должно происходить резкое увеличение скорости перемещения рыхлого материала**. Иначе одинаковое горизонтальное отступление обоих склонов и сохранение их денудационного статуса не будет возможно. Наблюдениями установлено (Ренк, 1924; Райс, 1980; Бутвиловский, 1995; и др.), что денудационно-дизъюнктивный статус свойственен многим совокупностям склонов различной крутизны, расположенных друг над другом (особенно в горах, где 90% склонов подвержены денудации), а это значит, что **вышеназванные требования по переносу обломочного материала действительно выполняются в Природе и физически возможны**.

Случай 2 (нижний пологий склон отступает на большее расстояние, чем верхний крутой, рис. 18) при постоянном действии денудации физически невозможен, т. к. известно, что на наклонных поверхностях сдвигающая (денулирующая) сила ($F_s = m \cdot g \cdot \sin \alpha$) прямо пропорциональна углу наклона поверхности, т. е. всегда больше на более крутой поверхности. Следовательно, невозможно требующееся для случая 2 сдвигание большей массы (слоя, объема) вещества с пологой поверхности, чем с более крутой (деятельный слой на пологой всегда тоньше чем на крутой, см. вывод формулы $Md = H \cdot \sin \alpha$). Соответственно невозможно и более быстрое перемещение-отступление пологого нижнего склона.

Допустим, что при однотипном процессе денудации отступление склонов идет непараллельно. Наша пара дизъюнктивных склонов может геометрически измениться по четырем вариантам (случаи 3, 4, 5 и 6). Возможны ли эти изменения при непрерывном денудационном развитии склонов согласно принятым условиям? Нет. В случае 4 для **трансформации** (преобразования) верхнего крутого склона в пологий необходимо появление аккумуляции (а это недопустимо при условии сохранения статуса ДР); к тому же трансформация нижнего пологого склона в более крутой физически невозможна (см. случай 2). Случай 3 физически невозможен, ибо само по себе, при прочих равных условиях усиление денудации вниз по склонам и, тем самым, увеличение крутизны невозможно. В случае 5 переход верхнего крутого склона в еще более крутой физически невозможен, а переход нижнего пологого в еще более пологий требует аккумуляции. Следует отметить, что **случай 5 возможен лишь при смене типа процесса денудации на более интенсивный** (к примеру, гравитационного склонового на более динамичный ледниковый или при смене слабоустойчивых горных пород на более крепкие). Если, наоборот, более интенсивный тип процесса денудации меняется на менее интенсивный (ледниковый на гравитационный

склоновый, или горные породы становятся менее устойчивыми), то тогда возможен случай 6 – общее выполаживание обоих склонов. Случаи 5 и 6 не противоречат данному закону, наоборот уточняют его проявление для особых реальных условий. Пока же речь идет об идеальных и одинаковых условиях денудации, которые находят свое подобие в большинстве реальных ситуаций.

Рассмотрев все возможные варианты развития ДР в идеальных условиях однотипной денудации, можно придти лишь к одному: **развитие ДР возможно лишь при равном горизонтальном отступании каждой своей точки**. Только такая кинематика не противоречит принятому и логически обоснованному статусу ДР, законам сохранения энергии и массы, механики и кинематики. Этот закон обуславливает способность дизъюнктивных склонов сохранять в ходе развития свою первично образованную форму (наклон и экспозицию) и пространственно-временные соотношения (структуру), т. е. оставаться **подобным** (но не равным) самим себе, перемещаясь в пространстве. Данный закон в принципе аналогичен первому закону механики Ньютона (закон равномерного движения).

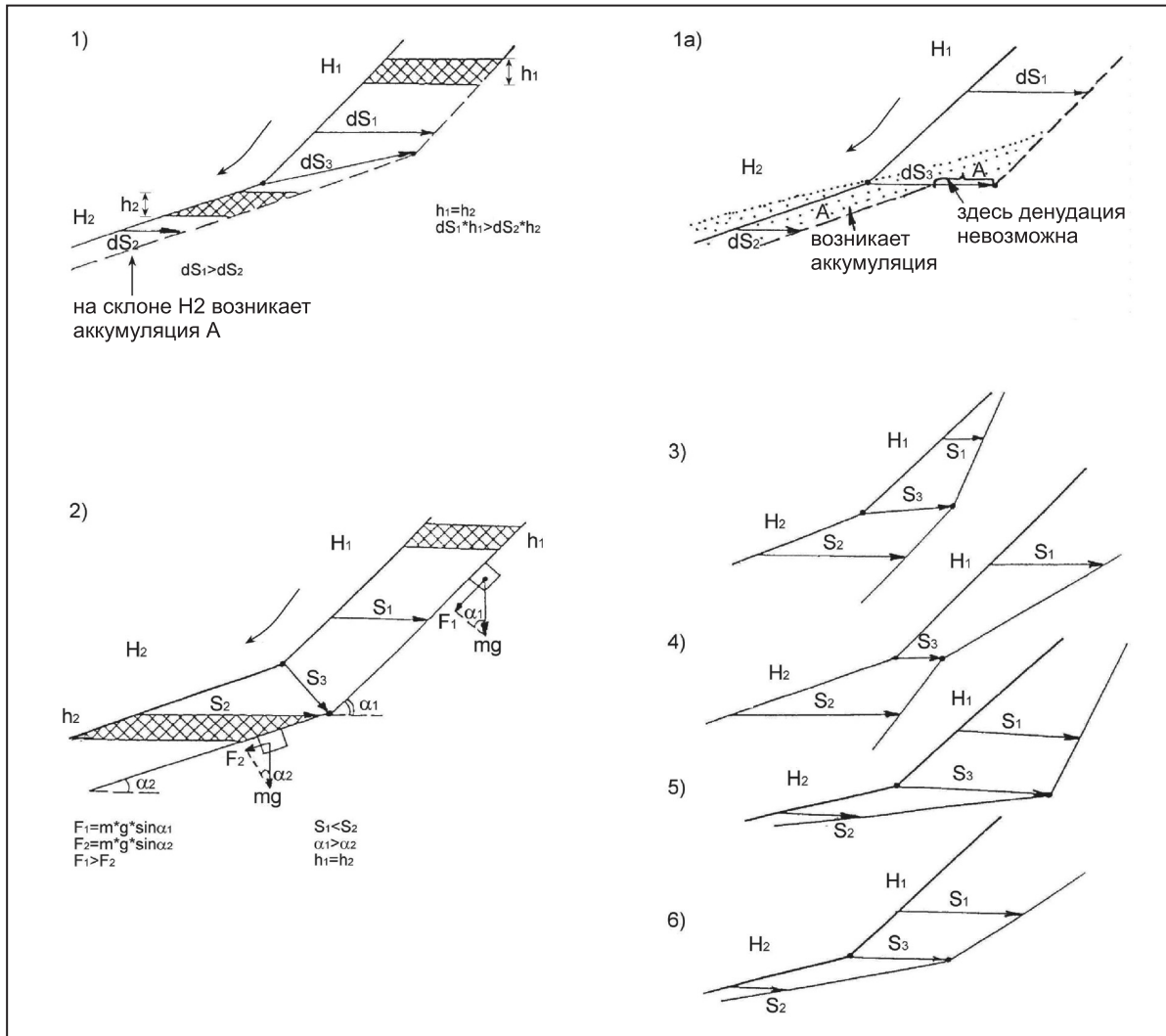


Рис. 18. Профильные модели невозможных вариантов денудационного развития дизъюнктивных склонов H_1 и H_2 для идеальных условий (объяснения в тексте)

В реальных условиях процессы денудации неоднотипны и идут по-разному, поэтому на каждом профиле георельефа денудация и реализация первого ее закона могут идти с различной скоростью, что и объясняет неизбежное появление в ходе развития ДР «пликативных» (без подрезов, изогнутых в плане) деформаций склоновых поясов георельефа. Как правило, строение и устойчивость земных недр (трещиноватость) часто меняются по простиранию, разрывы земных недр имеют в разных местах разный первичный наклон и экспозицию, поэтому почти всегда изначально один и тот же высотный уровень ДР находится в разных условиях и будет развиваться (отступать) с разной скоростью и на разную величину, создавая извилистость георельефа в плане, но не нарушая действие первого закона. Этот процесс является в принципе аналогичным процессу складкообразования слоев земных недр при их уплотнении (Бутвиловский, 1995).

Второй закон. С более крутых склонов денудируется всегда более мощный слой (d) горных пород, чем одновременно с более пологих смежных, причем толщина этого слоя прямо пропорциональна синусу угла наклона склона и определяется формулой

$$D = S \cdot \sin \alpha,$$

где **S** – величина горизонтального денудационного перемещения склона, и **α** – угол наклона склона.

Этот закон есть логическое и геометрическое следствие первого закона. Геометрическое доказательство закона и его формулы легко выводится из профильной модели (рис. 16). Из прямоугольного треугольника **HSD**, который состоит из отрезков **S** (расстояние горизонтального перемещения), **H** (линия склоновой поверхности) и **D** (истинная мощность снесенного слоя горных пород) и имеет угол наклона **α** (между отрезками **S** и **H**), а также прямой угол (90°) между отрезками **H** и **D**, однозначно выводится, что количественное соотношение между **D/S** равно синусу **α**:

$$D / S = \sin \alpha$$

Из этого соотношения следует, что толщина (истинная мощность) снесенного денудацией слоя равна произведению длины горизонтального перемещения (**S**) на синус угла наклона склона:

$$D = S \cdot \sin \alpha \quad (4)$$

При крутизне 90° **D=S**, потому что $\sin 90^\circ=1$. При наклоне около 0° величина **D** всегда очень мала (почти 0, потому что $\sin \approx 0^\circ \approx 0$), хотя величина **S** может быть очень большой (сотни метров). Чтобы склон переместился-отступил, к примеру, на 100 м, необходимо снести слой горных пород мощностью в 100 м, если склон вертикальный. При наклоне склона в 30° достаточно для этого уже толщи горных пород в 50 м, а при наклоне в 0,1° – всего только **16 см**.

Сравнение двух смежных по высоте, различно наклоненных дизъюнктивных склонов однозначно показывает, что при одинаковом денудационном горизонтальном перемещении (**S₁=S₂** соответственно первому закону денудации) должны быть снесены обязательно **разные** по мощности толщи горных пород, потому что углы наклона склонов разные. При **α₁ > α₂** должны быть и **d₁ > d₂** – соответственно соотношению синусов углов наклона этих склонов. Доказательство формулы (4) может быть обосновано также и доказательством формулы определения вертикальной мощности деятельного слоя (раздел 7. 2. 2).

Второй закон дополняет и уточняет первый. Он обосновывает возможность создания в структуре георельефа **«несогласий»**, локально искажающих самоподобную конфигурацию элементов георельефа в ходе развития ДР, к примеру, когда нижерасположенный, но более крутой склон при смене типа процесса денудации может начать отступать быстрее, чем вышерасположенный. Это вполне возможно и наблюдается в реальности, например, в районах современного горного оледенения. При этом статус ДР не нарушается (он остается дисконформным к текстуре горных пород, и на нем не возникает аккумуляции, только обломочный материал выносится более интенсивно). **Несогласие в ДР («подрез») – это участок локального подрезания верхних пологих склонов быстрее отступающими нижними крутыми.** Иначе говоря, подрез – это дизъюнктивный склон, который имеет несогласные срезающие границы со всеми выше и сбоку расположенными смежными склонами и всегда круче их. Подрез, как правило, сопровождается ниже расположенной относительно пологой **«несогласной площадкой»**.

Второй закон денудации является в принципе аналогом 2-го закона Ньютона (различные движения-ускорения тел под действием внешних сил).

Третий закон. На участке ДР вышерасположенные совокупности дизъюнктивных склонов не могут «отступать» быстрее нижерасположенных. Иначе говоря, денудация (перемещение поверхности за счет сноса) на вышерасположенных склонах не может быть больше денудации на нижерасположенных склонах. В противном случае на их границах возникнет аккумуляция, что противоречит принятому статусу ДР и условиям задачи. Доказательство этого закона аналогично доказательству первого закона.

Третий закон денудации уточняет действие двух первых законов. Он нейтрализует различия действия внешних факторов среды на разных высотных уровнях ДР. Если, к примеру, из-за изменения климата на вышерасположенных склонах существенно увеличится денудация, то и денудация на нижерасположенных склонах тоже должна соответствующим образом увеличиться. Этот закон в некоторой степени аналогичен третьему закону Ньютона (действию всегда имеется равное противодействие).

Очевидно, что на тех участках ДР, где нарушаются эти законы, возникает аккумуляция, и, в конечном итоге, – седиментационные склоны (рис. 17). Их возникновение предопределено разнообразием морфоструктуры георельефа, уменьшением крутизны или высоты, неравномерностью динамики денудации, которая порождается неравномерным и случайным (**событийным**) приложением действующих сил и неоднородностью литосферы (подробнее в последующих главах).

7. 2. 4. Денудация в реальных условиях и эмпирические доказательства ее законов

Давно установлено (Ренск, 1924), что процессы денудации горных пород при прочих равных условиях зависят от интенсивности процессов разуплотнения-дробления горных пород. Чем сильнее раздроблены горные породы, мельче составляющие их частицы и слабее физические и химические связи между ними, тем легче оторвать эти частицы от других частиц или монолитной горной породы и переместить их. Именно разуплотнение и выветривание горных пород у дневной поверхности предшествует их денудации. В принципе, **разуплотнение** горных пород есть различные способы отделения частиц пород друг от друга при помощи изменения силы тяжести-давления, температуры, влажности и химического состава частиц, в результате которых в образующееся между частицами пространство проникает вода и воздух и твердая монолитная порода преобразуется в рыхлую.

Это происходит наиболее интенсивно там, где наиболее велики и многократны вышеназванные изменения состояния горных пород. К примеру, снятие нагрузки на участок литосферы за счет денудационного сноса, таяния ледника, осушения водоема приводит к дроблению и деформации горных пород у внешней поверхности и глубоко в недрах. Известно, что эти деформации и образование трещин происходят довольно быстро (в течении нескольких лет, а иногда моментально) и зачастую могут переходить в горные удары (Кегел и др., 1950; Оллиер, 1987; Bloom 1989; и др.). Установлено также, что вызванное внешними («экзогенными») факторами образование субгоризонтальных и крутонаклонных трещин создается в горных породах обычно параллельно элементам георельефа (Ананьев, 1976). Опыты показали, что во многих минералах после снятия

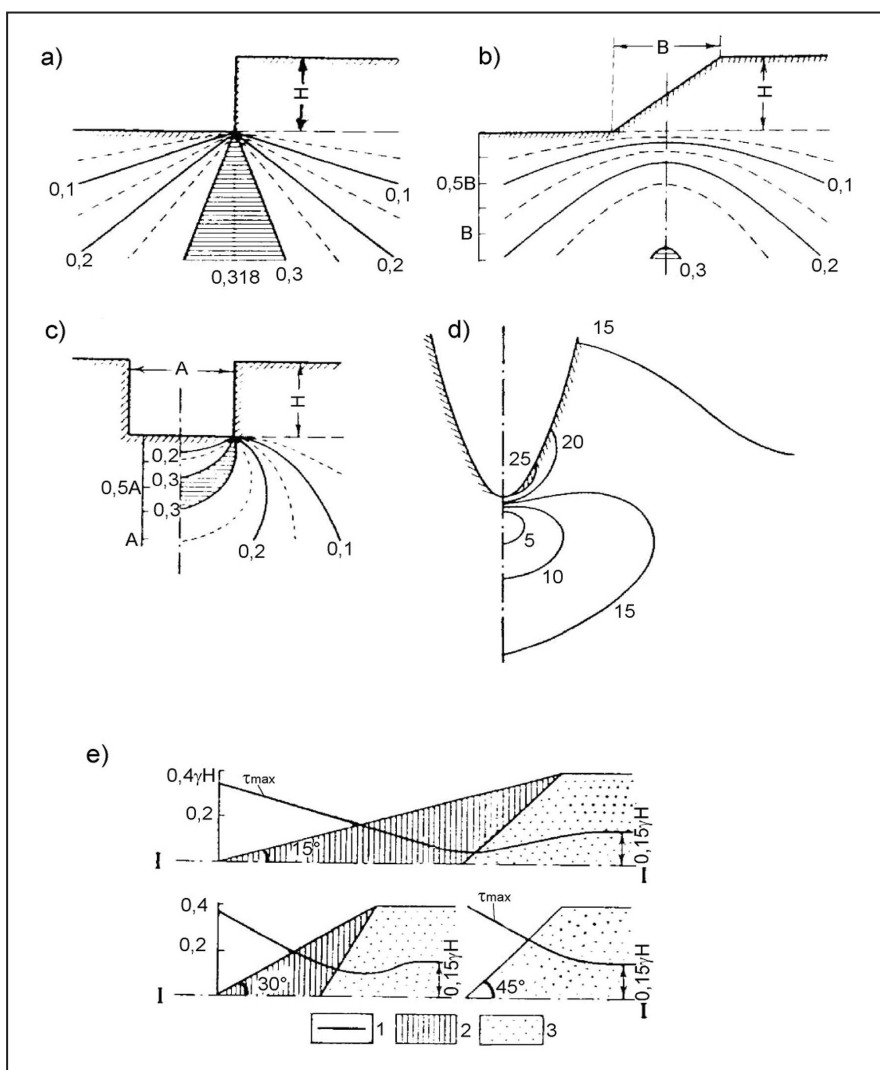


Рис. 19. Расчетные изолинии максимальных гравитационных тангенциальных напряжений на участках склонов (а, б) и в долинных врезках (с, д); е) – теоретические кривые максимальных (τ_{max}) тангенциальных напряжений на участках склонов разной крутизны (1 – кривые максимальных тангенциальных напряжений; 2 – участки, где тангенциальные (субгоризонтальные) напряжения больше величины вертикальных напряжений; 3 – участки, где тангенциальные напряжения меньше вертикальных) (Емельянова, 1972)

давления через 3-25 часов наблюдается самопроизвольное появление трещин (Шумилов, 1981). Откалывание блоков и кусков пород происходит в первую очередь **в основании крупных глыб**, лежащих на скалах (Оллиер, 1987), потому что именно у основания глыб давление внутри их наиболее велико и наиболее велик контраст между ним и давлением окружающей среды (воздуха).

Установлено, что **наибольшая величина поверхностных напряжений наблюдается у отвесных склонов**, особенно у их подножий (рис. 19) (Емельянова, 1972; Сергеев, 1978). При уменьшении крутизны склонов эти напряжения ослабевают, но тем не менее **«у подножия склона горизонтальные напряжения больше вертикальных**, что способствует образованию валов выпирания» (Емельянова, 1972, с. 18). Благоевлин Н. С. и Пшенин Г. Н. (1985) эмпирически доказывают, что гравитационная нагрузка именно на подножия склонов столь велика, что создает в основании склонов хребтов зоны сильных напряжений, направленных в бок-вверх и приводящих к дроблению скальных пород и выдавливанию их блоков в бок и наружу. Эти исследователи утверждают, что осыпи у подножий склонов большей частью образованы не насыпанием сверху, а на месте, и обычно являются зоной дробления скальных пород. Показательны случаи при добыче камня из осыпей и при строительстве дорог, при котором было необходимо очистить подножия склонов от щебня. Дело это нередко оказывалось весьма проблематичным, т. к. на смену удаленного материала быстро поступал новый из зоны напряжений подножия склона, представляющей собой на самом деле зону скрытой дезинтеграции пород, которая при снятии-удалении глыбового чехла сбоку быстро вновь «рассыпалась» под действием давления горной массы вышерасположенной части хребта. Эта же «причина лежит в основе явления «горных ударов», проявляющихся в горных выработках внезапными залповыми выбросами глыб и щебня» (Благоевлин, Пшенин, 1985, с. 11) или же выдавливанием пластичных горных пород.

Крутые склоны всегда являются местом разуплотнения горных пород. Трескинский С. А. (1971) утверждает, что на склоне вектор силы тяжести, действующий под углом трения, рвет сцепление между частями горных пород и создает сначала тонкие волосные, а потом крупные зияющие трещины. По этим трещинам и происходит отрыв блоков пород на крутых склонах. В породах незавершенного диагенеза (глины, мергели и т. д.), где под небольшими нагрузками сохраняются зацементированные газы и влага, снятие нагрузки приводит к самоизмельчению пород и к энергичному выделению летучих компонентов. Трескинский С. А. (1971) подчеркивает, что в подножии крутых или отвесных склонов горные породы переуплотнены в вертикальном направлении и обладают большим горизонтальным упругим отпором наружу, что приводит горные породы к разуплотнению, растрескиванию, а затем – к выветриванию.

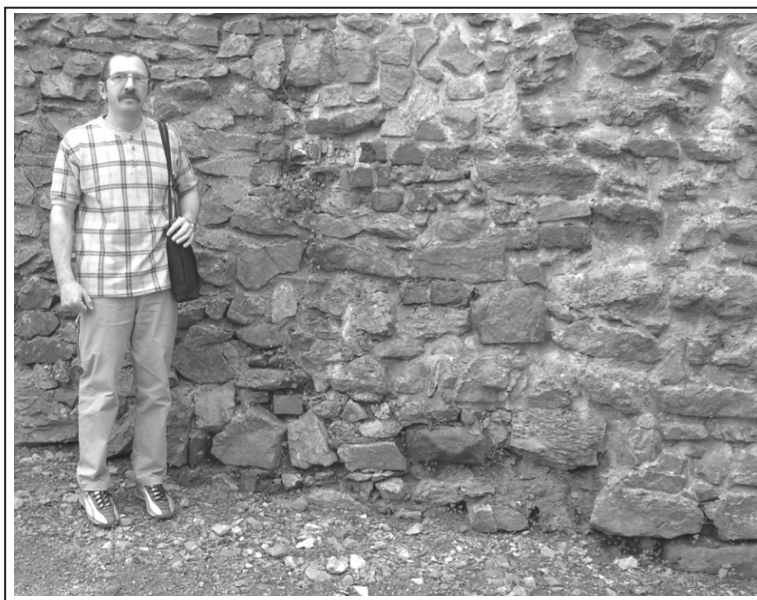


Рис. 20. Следы выветривания и денудации на старых каменных стенах в Дрездене (отчетливо видно, что стена сильнее разрушена в самой нижней своей части). Фото автора

То, что горные породы подвергаются разрушительному воздействию внешней среды наиболее интенсивно у подножий склонов, видно особенно отчетливо на искусственных объектах (на крепостных стенах, башнях, зданиях, которые, в общем, аналогичны естественным скальным вертикальным склонам) (рис. 20). Именно здесь каменный материал по сравнению с другими участками этих же объектов многократно сильнее выветрел и денудирован. При этом даже возникают

ниши и небольшие склоновые навесы с наклоном внутрь. Именно здесь каменный материал наиболее интенсивно увлажнен, покрыт растительностью, подвержен наибольшему гравитационному напряжению и наиболее контрастным колебаниям температуры и влажности. Строителям с незапамятных времен известно, где у зданий находятся наиболее слабые места (Kegel и др., 1950; и др.). Они точно знают, что фундамент и особенно его краеугольные камни должны быть наиболее крепкими и «выносливыми», чтобы сооружение оставалось стабильным. Почему геоморфологи не используют эти знания при разработке теории развития склонов – остается для меня загадкой.

Явление максимального напряжения горных пород у подножия склонов (в шовной точке) предсказано теоретически при выводе формулы «деятельного слоя» (раздел 7. 2. 2.), и оно, как видно, находит многочисленные эмпирические подтверждения. Считаю, что это **явление есть одна из главных причин наиболее активного поведения «шовных точек» в процессе денудации. Именно в шовной точке (линии) горные породы разрушаются и сносятся быстрее всего, именно в этой точке начинается отступление склона в первую очередь и ведет за собой остальную верхнюю его часть, которая как бы лишается точек своей опоры** (рис. 21). Данное явление обычно называется «регрессивная денудация» или, в случае действия водной среды, – «регрессивная эрозия».

Действию силы тяжести при разуплотнении пород на склонах способствуют колебания температуры, влажности, образование и таяние в породах льда, проникновение корней растений и т. д. **Все эти воздействия в принципе подобны.** Они усиливают или резко ослабляют давление на части горных пород и тем самым разрывают и отделяют их друг от друга. Процессы выветривания (растворение, гидратация, гидролиз, окисление, морозное, температурное, солевое, инсоляционное, биогенное выветривание и др.), как правило, хорошо описаны в учебной геологической литературе (Общая геология, 1976). Важно подчеркнуть, что их действие направлено на разуплотнение горных пород, превращение их в смесь отдельных мельчайших частиц, геометрическое, химическое и физическое преобразование частиц до тех пор (до коллоидного состояния), пока они не приобретут на земной поверхности наибольшую устойчивость к химическим и физическим воздействиям и перестанут разрушаться (к примеру, каолиновые глины или тонкозернистый кварцевый песок). В ходе этих процессов они теряют свои химические связи с другими частицами и в соответствующих условиях легко подвергаются латеральным перемещениям.

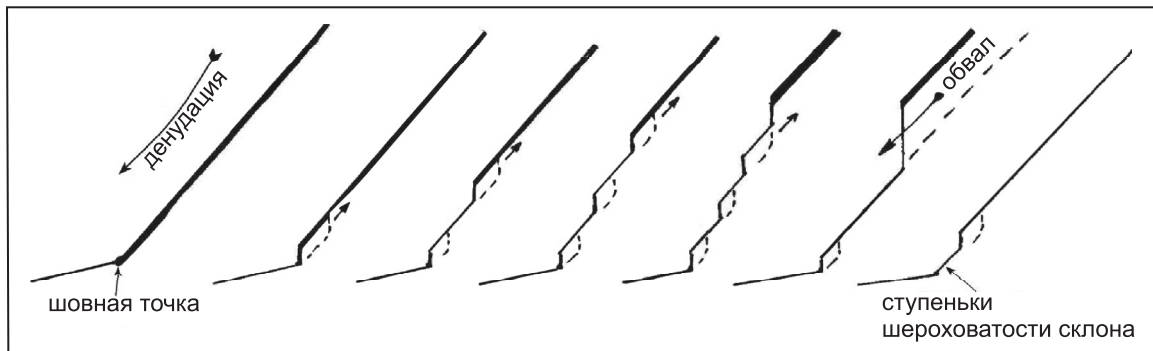


Рис. 21. Кинематика регрессивной денудации горных пород ДР посредством возникающих в шовной точке микроступенек и углублений («шероховатости», микрофракталей георельефа)

Имеются две основные предпосылки денудации: наклон и подвижность массы горных пород соответственно их свойствам. Чем круче склон, тем более мощный слой и менее подвижные по своим свойствам массы могут вовлекаться в перемещение и снос. Чтобы началось движение, нужно чтобы скатывающая сила была больше силы трения, т. е. чтобы слой рыхлого материала вышел из равновесия (раздел 7. 2. 2, деятельный слой). На отвесных стенах нет трения, мешающего движению масс. Наблюдения показывают, что чем более угловаты обломки, тем менее подвижен рыхлый чехол. **Потенциальная подвижность масс постоянно увеличивается за счет увеличения содержания в них тонких илисто-глинистых частиц и коллоидов, а также влажности.** Во влажном рыхлом субстрате все частицы, начиная с песчаной размерности и мельче, окружены слоем воды и как бы «плавают» на водяной подушке (Пенк, 1961). Все это уменьшает трение.

На основании данных полевых измерений, Г. Конке и А. Бертран (1962) утверждают, что с **удвоением крутизны склона величина денудации** (толщина снесенного слоя) рыхлых пород с единицы площади склона за счет дождевого смыва и других процессов увеличивается в **2-2,5 раза**. Очевидно, логично утверждать и обратное – с уменьшением крутизны склона вдвое денудация

уменьшается также примерно в 2 раза. Это можно подтвердить и теоретически: отношение $\sin 45^\circ / \sin 22,5^\circ = 0,7071 / 0,3887 = 1,85$ или $\sin 30^\circ / \sin 15^\circ = 0,5 / 0,2588 = 1,93$. Данные коэффициенты количественно отражают соотношения мощностей сносимых слоев со склонов этой крутизны (соответственно второму закону денудации), и они действительно примерно равны 2.

В. Пенк считает, что чем больше масса (толщина и длина) рыхлого чехла – тем меньший наклон нужен для того, чтобы часть этого чехла начала движение вниз по уклону. Известно, что приход дополнительной массы или воды в склоновый рыхлый чехол вызывает дополнительное движение за счет увеличения его веса. Отсюда логично полагать, что «расположение продуктов выветривания и их характер находятся в зависимости от наклона склонов. Мощность слоя продуктов выветривания вообще растет с уменьшением крутизны их ложа» (Пенк, 1961, с. 110). Определенный наклон склона требует определенной подготовки продуктов выветривания (**степени выветрелости**); превышение этой «степени» приводит к самопроизвольному сносу (под действием силы тяжести) продуктов выветривания, обнажающих менее выветрелые слои, и затем процесс начинается сначала. Чем положе склон, тем сильнее должны быть измельчены продукты выветривания, чтобы прийти в движение (Пенк, 1961). Медленное движение подготовленного выветриванием рыхлого чехла вызывается при постоянном действии силы тяжести изменением его объема за счет колебаний температуры и (или) влажности, и его движение идет «непрерывно-периодически» (Пенк, 1961).

Обычно наблюдается, что грубообломочный щебнистый чехол, прикрывающий скальные монолитные породы, прикрыт мелкоземом в нижних частях склонов и оголен вблизи их вершин, которые зачастую представляют собой трещиноватые скальные выходы пород. Из этого делается вывод о том, что у вершин щебнистый чехол движется быстрее из-за меньшего трения, а «это означает ни что иное как то, что более интенсивный снос происходит сверху, а не внизу» (Пенк, 1961, с. 122). Отмечу, что это заключение ошибочно и противоречит наблюдениям, физическому механизму денудации и кинематической модели денудационного развития склона, в том числе и модели, которую предлагает сам В. Пенк. Если бы склоны развивались таким образом, то в георельефе не наблюдалось бы крутых и острых вершин, а они наблюдаются достаточно часто. Кроме того, ниже всех денудационных водоразделов наблюдались бы седиментационные склоны, чего, как правило, нет. Склоны не могли бы отступать параллельно самим себе, а выполаживались бы «сверху». На самом деле склоны отступают параллельно самим себе, о чем свидетельствует одинаковый наклон склонов одного и того же высотного уровня, удаленных друг от друга на разные расстояния, что также отмечает сам В. Пенк.

При доказательстве первого закона денудации был сделан чисто теоретический вывод о том, **что при условии сохранения статуса денудационного развития георельефа рыхлый чехол на нижних частях склонов обязан перемещаться быстрее и в больших объемах, чем на верхних, причем скачок увеличения скорости движения рыхлого чехла должен быть именно в шовной точке** (линии) вогнутого сочленения склонов. За счет чего это происходит? Во-первых, за счет увеличения напряжений силы тяжести в рыхлом чехле вниз по склону, которые достигают своего максимума именно в шовной точке. Во-вторых, за счет увеличения массы, скорости и энергетического воздействия движущихся вниз по склонам внешних сред (дождевых и талых вод, ледников, ветра).

Рассмотрим это на примере действия дождевых вод. Пусть дождь выпадает одинаковыми количествами в единицу времени на некую площадь ЗП, состоящую из склонов. При этом на единицу площади в верхней части склона выпадает некоторое количество воды, которое действует на частицы горных пород и сносит их часть. Ниже по склону на такую же единицу площади выпадает такое же количество воды, но сюда же дополнительно поступает часть воды (вместе с обломочным материалом) с верхней части склона. Таким образом, **на все более нижние части склона поступает все большее и большее количество воды, но одновременно на них поступает все большее и большее количество сносимого сверху обломочного материала**, который также должен быть вынесен и с нижних частей склона, т. к. по условию задачи весь склон подвержен денудации. Такой все увеличивающийся объем транспортируемых частиц и необходимая денудация обеспечиваются за счет увеличения количества текущей в нижних частях склона воды. Увеличение количества воды при одном и том же уклоне приводит к увеличению ее скорости, кинетической энергии и, в итоге, к увеличению транспортно-денудационной способности. Таким образом, дизъюнктивный склон сохраняет свой статус и геометрическое подобие, отступая под действием денудации.

Эти представления подтверждаются опытными данными. Измерения показали, что при двойном увеличении длины склона, количество транспортируемого обломочного материала через единицу площади внизу склона увеличивается в 1,5 раза по сравнению с его верхом (Конке, Бертран, 1962). Сходную закономерность подтверждают и данные М. И. Львовича (1958) (табл. 1), (рис. 22).

Таблица 1. Количество переносимой воды и обломочного материала почв через единицу площади пашни на разных расстояниях от вершины склона (Львович, 1958), где R – величина годового поверхностного стока воды (мм); M – удельный склоновый сток, t^3/m^2 ; P – количество переносимого мелкообломочного материала, $t/га$; L – расстояние от водораздела (в данном случае – длина склона)

Расстояние от вершины склона, м (L)	$R = 100$		$R = 80$		$R = 60$	
	M	P	M	P	M	P
142	14,2	35	11,4	30	8,5	20
248	24,8	100	19,9	67	14,9	43
301	30,1	170	24,1	95	18,1	57
353	35,3	610	28,2	138	21,2	74
381	38,1	745	30,5	175	22,8	84
408	40,8	1100	32,7	260	24,5	95
439	43,9	1450	35,1	430	26,3	110

Эти данные показывают, что **по направлению вниз по склону в итоге происходит скачкообразное усиление транспорта-денудации и смена площадного смыва на линейную эрозию** (локально возникают ручьи). Точка (линия) резкого скачка интенсивности транспорта-денудации является, как правило, шовной точкой (линией). При этом склон сменяется более пологим, очень узким склоном, который подвержен гораздо более мощному денудационному процессу, транспортирующему в узком пространстве весь обломочный материал, поступающий со всего верхнего склона, и дополнительно производящим денудацию своего участка (линейный врез). При годовом количестве стекаемых осадков $R = 100$ мм/год этот скачок интенсивности транспорта обломочного материала происходит на расстоянии всего 300 м от вершины, при $R=80$ мм/год – 400 м/год (рис. 22). Более пологий узкий склон является ничем иным, как тальвегом (ложем ручья), пограничной профилевой линией склона (конформной боковой границей). Являясь **тальвегом**, он разделяет два латерально смежных склона и обеспечивает транспорт материала, поступающего с обоих склонов.

Эмпирические данные К. Л. Холупяка и Н. К. Шикуне (1963) показывают, что на пашнях при угле наклона 1° смена площадного смыва на интенсивную линейную эрозию почв происходит после достижения склоном длины 500-700 м, при угле наклона 3° длина склона должна превосходить 200-300 м, при 6° – более 100 м. Это также означает, что **длина склонов-геофакетт при определенных наклонах, литологических и климатических условиях должна иметь определенную величину**. Интересно также и то, что высоты этих различных по длине и наклону геофакетт (умножим длины склонов на синусы их наклонов и получим их высоту) являются почти одинаковыми ($H = L \cdot \sin \alpha$), т. е. при наклоне 1° ($600 \text{ м} \cdot 0,018$) = **10,8 м**; при 3° ($220 \text{ м} \cdot 0,052$) = **11,5 м**; при 6° ($100 \text{ м} \cdot 0,11$) = **11,0 м**, что явно не случайно.

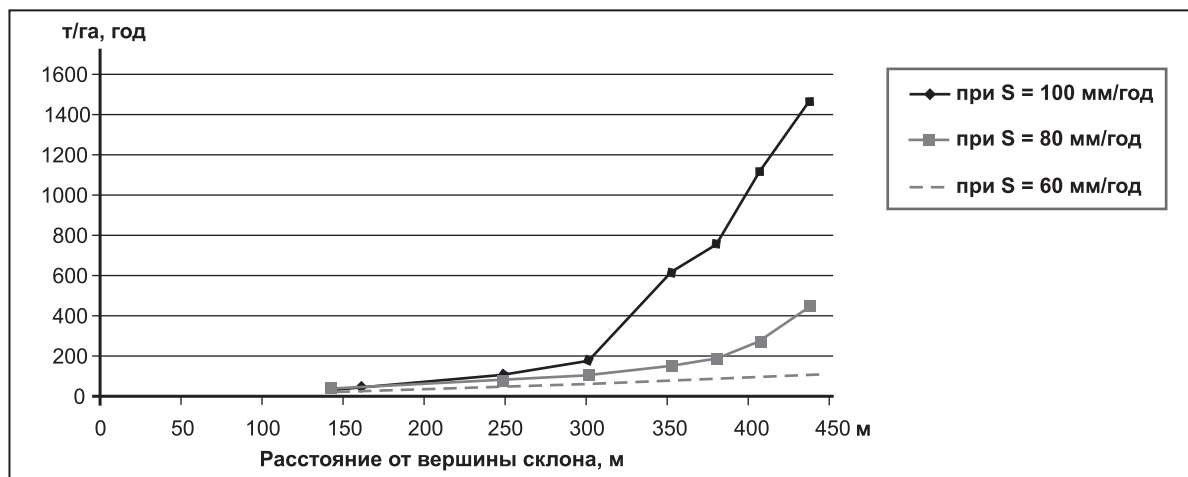


Рис. 22. Зависимости между годовым сносом мелкообломочного материала (P , т/га) и расстояниями от водораздела-вершины (L , м) при различном годовом количестве осадков (R , мм/год)

Подобные эмпирические закономерности выявляются не только при действии дождевых и талых вод, но при массовом собственном движении склонового чехла под действием силы тяжести. Это очень важно, потому что процессы смыва в естественных условиях проявляются не везде достаточно отчетливо. С. С. Воскресенский (1971) утверждает, что делювиальный смыв на задернованных склонах обычно мал, только в полупустынях он существенен. Он пишет, что «исключая обвально-осыпные и оползневые склоны, на остальных 90-95% площади всех склонов Земли массовое движение чехла обломков – безраздельно господствующая форма денудации» (с. 17), **причем у подножий и чуть выше (в шовной линии вогнутого перегиба) склоновый чехол обычно переувлажнен и скачкообразно увеличивает скорость своего сползания.** Скорость движения обломочного материала на относительно сухих крутых (25- 35°) склонах очень медленная (1-5 мм/год) (горные выработки здесь много лет не закрываются); наоборот, пологие смежные склоны (3-6°) обычно постоянно влажные, глинистые, илистые, рыхлый грунт течет на них со скоростью до 50-500 мм/год (горные выработки здесь заплывают в течение года) (Воскресенский, 1971). Он отмечает, что обычно не наблюдается склонов круче 10-12°, сложенных глиной-илом (на 40-60%), если они переувлажнены; крутые склоны всегда или хорошо дренированы, или скалисты. Измерения, проведенные А. И. Мордвиновым (1940), также подтверждают, что скорость движения рыхлых масс в зоне вогнутого перегиба склонов резко увеличивается. Тем самым обеспечивается возможность параллельного самим себе перемещения склонов в ходе денудации.

Создается впечатление, что из-за увеличения денудации в нижних частях склонов все эти склоны должны с течением времени приобретать выпуклую форму, становиться все круче и круче в нижней своей части, особенно в шовной точке (линии). Некоторое время это действительно может происходить. В первую очередь в шовной точке может образоваться вертикальный склон-ступенька некоторой малой высоты (рис. 21). Однако **эта субвертикальная ступенька, высота которой обычно пренебрежимо мала по сравнению с высотой подверженного денудации склона, всегда менее устойчива (особенно в рыхлом чехле), чем более пологая поверхность остальной части склона.** Под действием денудации ступенька либо быстро отступает вверх по склону, создавая за собой отступившую по латерали параллельную данному склону поверхность (регрессивная денудация), либо способствует моментальному перемещению-обрушению, сползанию всего слоя горных пород склона, которые ступенька подрезает и лишает опоры. При этом обрушение-перемещение слоя пород, вертикальная мощность которого согласно закону движения деятельного слоя должна равняться высоте вертикальной ступеньки, также создает за собой отступившую по латерали параллельную данному склону поверхность. Эти процессы могут многократно повторяться, ступеньки возникают в шовных точках и как конвейер движутся-отступают вверх по склону, в итоге перемещая весь склон по латерали параллельно самому себе. Конечно, в самой верхней части склона эти процессы должны замедляться (слабее напряжения в горных породах, слабее воздействие внешних сред), однако при этом должна увеличиваться высота подрезающей эту часть ступеньки за счет процессов, идущих ниже (рис. 21), и в итоге создаются напряжения, достаточные для обрушения всей верхней части. За счет такого разового относительно большого обрушения верхняя часть склона как бы «догоняет» дальше отступившую нижнюю часть, и затем эти процессы повторяются снова в той же последовательности. Данная детальная «микрокинематика» денудации решает вышеотмеченные парадоксы и объясняет возникновение фрактальности георельефа, его ступенчатость в разных масштабах и размерах.

Законы денудации имеют и непосредственные количественные эмпирические подтверждения. В качестве примера приведу данные по стационарным наблюдениям за скоростью денудации на склонах различной крутизны в Скалистых горах (Eardley, 1967; Растворова, 1973) (табл. 2 и 3). Из таблицы 2 видно, что чем круче склон, тем больше величина сноса в единицу времени слоя горных пород, т. е. подтверждается второй закон. Если верен первый закон (склоны одного профиля сноса отступают в единицу времени на равные горизонтальные расстояния), то отношение

$$D / \sin \alpha = S$$

должно быть **величиной постоянной** для данного участка. Проверим расчетами (табл. 3). Как видно, разница определений S не превышает $\pm 0,01$ мм, что меньше 1% от значений S . Для эмпирических наблюдений это крайне малая ошибка. Можно утверждать, что величина горизонтального денудационного перемещения-отступления различных склонов действительно одинакова. Эти независимые, «чужие» данные измерений достаточно точно подтверждают второй и первый закон, а также и третий – следствие первого закона.

Таблица 2. Средний годовой снос обломочного материала (толщина денудированного слоя **D**) со склонов различного наклона в Кордильерах Северной Америки (по Eardly, 1967)

Угол наклона склона, (α)	Толщина денудированного слоя (D), мм/год	Угол наклона склона, (α)	Толщина денудированного слоя (D), мм/год
5°	0,116	20°	0,462
10°	0,234	25°	0,571
15°	0,348	30°	0,673

Таблица 3. Расчет величины горизонтального денудационного перемещения (**S**) различных склонов Кордильер Северной Америки

Угол наклона склона, (α)	$\sin \alpha$	Величина перемещения слоя (S), мм/год ($S=D/\sin \alpha$)	Угол наклона склона, (α)	$\sin \alpha$	Величина перемещения слоя (S), мм/год ($S=D/\sin \alpha$)
5°	0,087	1,33	20°	0,342	1,35
10°	0,174	1,34	25°	0,423	1,34
15°	0,259	1,34	30°	0,5	1,34

7. 2. 5. Воздействие окружающей среды и законы развития ДР

Необходимо более подробно рассмотреть воздействие на георельеф внешней окружающей среды, уточнить, как она способствует выполнению законов развития ДР. Рассмотрим воздействие среды на примере денудационной системы верховья бассейна р. Актру (Алтай) (раздел написан совместно с А. Д. Обыскаловым). Выше было обосновано, что энергия развития литосферы в каждой точке разнонаклонных и разновысотных склонов георельефа складывается из потенциала силы тяжести и из солнечной энергии, поступающей к ним в виде тепла, твердых и жидких осадков и воздушных потоков. Взаимодействие этих видов энергии обуславливает работу и развитие системы. Следует отметить, что не все источники энергии в равной степени оказывают влияние на развитие системы.

Можно отделить и не рассматривать источники энергии, не оказывающие за время наблюдений t (в данном случае это десятки и сотни лет) существенного влияния на изменения динамики развития денудационной системы. Главным фактором ее развития будет прежде всего тот, который сам способен за это время неоднократно изменяться. Оценивая факторы, необходимо отметить, что потенциал поля силы тяжести георельефа и устойчивость горных пород здесь существенно не менялись. Они являются фиксированным фоном действия процессов. Но что же менялось в системе? По данным стационарных наблюдений – поток солнечной энергии и динамика возбужденных ею сред, меняющихся не только в течение года, но и в течение суток и более короткого времени. Очевидно, что обусловленный солнечной энергией климатический фактор и является ведущим фактором развития данной системы за время t . Причем не только в пределах этой системы, но и в подобных системах в разных регионах и разных ландшафтно-климатических зонах.

Климатическая изменчивость имеет различную ритмику: многолетнюю, годовую, суточную, внутrigодовую, внутрисуточную и т. д. Частота и амплитуда колебаний физических параметров внешней климатической среды определяет интенсивность процессов выветривания и склонового перемещения обломочного материала. Их можно представить в виде гармонического колебательного процесса. Полная энергия (**E**) суточного или более продолжительного цикла нагревания-охлаждения пропорциональна эффективной теплоемкости породы (C_E), квадрату амплитуды колебания температуры в подстилающих горных породах (a) и квадрату частоты (угловой скорости) колебаний температуры (**V**) (Швецов, 1971) и выражается формулой:

$$E=2\pi \cdot C_E \cdot a^2 \cdot V^2$$

Если предположить, что годовая амплитуда колебания температуры в приповерхностном слое подстилающих горных пород составит даже 100°C (что больше фактической, равной здесь $70\text{--}75^{\circ}\text{C}$), то полная энергия амплитуды годового цикла, затраченная на разрушение и снос вещества, составит менее 0,1% от всей энергии суточных циклов этого периода, что со всей очевидностью показывает главенствующее значение **суточных циклов** в развитии системы, имеющих и значительную амплитуду (до $20\text{--}30^{\circ}\text{C}$ по данным Н. Х. Лупиной (1974)), и множество переходов через 0°C в течение года. Поэтому мнение о том, что при оценке геологических процессов «наименьшей единицей времени, с которой мы можем считаться, является год» (Пенк, 1961, с. 134), не совсем верно.

Результаты метеонаблюдений и анализ климатической обстановки верховья бассейна р. Актру показывают, что изменчивость ее параметров четко проявляется уже в течение суток в зависимости от высоты, крутизны и ориентировки склонов георельефа, и не только в приповерхностном слое атмосферы, но и на поверхности горных пород. По данным Н. Х. Лупиной (1974) на высоте 3050 м суточная амплитуда колебания температуры на поверхности почвы в летний период составляет в среднем $12,1^{\circ}\text{C}$, в то время как на дне долины (2150 м) – $19,0^{\circ}\text{C}$. Амплитуды колебаний температуры воздуха в этот период составили соответственно $6,8^{\circ}\text{C}$ и $11,4^{\circ}\text{C}$. В обоих случаях **амплитуды колебаний температур оказались больше на дне долины, на самом низко расположенном и пологом склоне**: на поверхности почвы – на $7,1^{\circ}\text{C}$, а в воздухе – на $4,6^{\circ}\text{C}$.

Критерием интенсивности воздействия среды на литосферу может также служить «внутрисуточная изменчивость градиента температуры воздуха». Она проявляется на различных склонах различным образом. К примеру, изменение этого параметра на склоне восточной экспозиции распределено так (Обыскалов, 1990): склон крутизной 18° от уровня 2150 м имеет градиент 2,17; склон 30° от уровня 2280 м – 0,63; склон 35° от уровня 2600 м – 0,40. На склоне западной экспозиции (крутизна 25°) от его подножия (2150 м) до высоты 2400 м этот показатель равен 2,71. Отсюда, на первом (нижнем и самом пологом) склоне западной экспозиции интенсивность температурного воздействия среды условно в 5,5 раз больше, чем на третьем, самом высоком и крутом склоне той же экспозиции.

Если проследить годовое распределение осадков на этих уровнях склонов, то оказывается, что вышерасположенные склоны получают их примерно вдвое больше (Лупина, 1974). Тем самым может компенсироваться «нехватка» температурного воздействия на вышерасположенные крутые склоны по сравнению с нижерасположенными пологими склонами. При прочих равных условиях более крутые склоны получают на единицу своей площади всегда меньше осадков, чем пологие, но на крутых склонах гораздо сильнее проявлены разрушающие породы напряжения силы тяжести, что может компенсировать недополучение ими энергии климатического воздействия.

Итак, вышерасположенные склоны георельефа слабее подвержены температурному воздействию, но зато лучше увлажнены; более пологие склоны подвержены более слабым напряжениям силы тяжести, но лучше увлажнены и подвержены более резким температурным воздействиям. Иначе говоря, можно полагать, что **разнообразные элементы денудационной системы в одном и том же профиле сноса получают примерно одинаковое количество энергии на единицу своей площади со стороны внешней среды и должны быть в этом отношении уравновешены между собой**. Следовательно, их развитие (перемещение) в пространстве может идти с сохранением ранее «заданных» геометрических параметров георельефа (самоподобно). Как уже отмечалось, каждый более низкий участок склона получает со стороны более верхнего участка дополнительное количество энергии, но она, как правило, тратится на транспорт того дополнительного обломочного материала, который поступает сверху. Иначе говоря, эта энергия **не является** для нижнего участка **дополнительной**. Если и есть ее небольшой избыток, то он тут же компенсируется через более интенсивное отступление-денудацию в шовных точках и как следствие этого – приход большего количества обломочного материала сверху, на транспорт которого и затрачивается эта дополнительная энергия.

Подводя итог выше изложенному, можно сделать заключение, что **сами склоны георельефа преломляют, приспособливают под свои параметры внешнюю среду так, чтобы иметь возможность развиваться согласно законам денудации**. Однако подчеркну, что этот вывод, несмотря на свою очевидность, требует специальных наблюдений и экспериментальных исследований, для того чтобы точнее оценить фактическое распределение величин энергетического воздействия на смежные склоны разных геометрических параметров в реальных условиях.

Итак, реальное развитие ДР стремится следовать установленным законам денудации. Но возможно и нарушение или осложнение их действия. Оно связано с изменениями и неоднородностями субстрата литосферы и внешней среды и приводит обычно к появлению в ДР локальных несогласий и седиментационных склонов и, в конечном итоге, к искажениям идеального самоподобия ДР, которые (искажения) необходимы для сохранения статуса ДР и его топологии (более крутая форма остается более крутой) при смене типа процесса денудации на более

динамичный или медленный в зависимости от климатически обусловленной смены действующей среды. Этот вывод подтверждают эмпирические измерения расхода и баланса продуктов работы геоморфологических систем – твердый и жидкий сток. Данные **таблицы 4** показывают, что средние значения твердого стока (транспорта твердого материала) из бассейнов и малых, и больших рек отличаются друг от друга в пределах одной климатической зоны не более чем в 2-4 раза, но вот в разных климатических зонах – до 10-70 раз! Причем такие большие различия выдерживаются по системам как малых, так и больших рек.

Чем это может быть обусловлено? Только известными для этих зон климатическими различиями – ведущим фактором развития денудационных систем за время наблюдений t , ведь геоморфологические и геологические данные показывают, что бассейны рек в пределах одной климатической зоны обладают разным геологическим строением и георельефом (Кавказ, Памир, Алтай). Однако это не сказывается столь существенно на значениях величин твердого и жидкого стока; все значения находятся в пределах одного порядка и у больших, и у малых рек.

Таблица 4. Сток взвешенных наносов ($t/км^2$ год) в бассейнах рек гляциальной, перигляциальной и умеренно-лесной зон горных стран (Алтай, Кавказ, Памир) (Дедков, 1992)

Климатические зоны	Бассейны рек менее 10000 км ²		Бассейны рек более 10000 км ²	
	Количество рек	Твердый сток ($t/км^2$ год)	Количество рек	Твердый сток ($t/км^2$ год)
Гляциальная зона	60	3400	16	1400
Перигляциальная зона	182	340	38	98
Лесная зона	199	51	266	20

Подобные различия скоростей денудации в различных климатических условиях показывают и данные Дж. Корбеля (1964) (табл. 5). Отсюда понятно, что на границах контрастных рельефоформирующих сред обычно возникает седиментационный георельеф (на что обратил внимание и Л. Н. Ивановский (1989)) или несогласие в ДР. Первый образуется тогда, когда более активная среда (к примеру, долинный ледник) расположена в рельефе гипсометрически выше, второе – когда ниже (субаэральные склоны, возвышающиеся над ледником). Из данных **таблицы 5** видно, что при смене горного рельефа на равнинный также происходит интенсивная аккумуляция и значительная часть объема перемещенного с гор обломочного материала временно аккумулируется на равнинах.

Таблица 5. Скорость денудации ($м^3/км^2$ год) в различных климатических условиях равнин и гор Земли (Corbel, 1964)

	Тип климата по условиям увлажнения, мм/год					
	аридный 200 мм/год		нормальный, 200-1500 мм/год		гумидный, > 1500 мм/год	
Тип климата по условиям температуры	Скорость денудации ($м^3/км^2$ год)		Скорость денудации ($м^3/км^2$ год)		Скорость денудации ($м^3/км^2$ год)	
	равнины	горы	равнины	горы	равнины	горы
Жаркий	0,5	1,0	10,0	25,0	15,0	30,0
Тропический	0,5	1,0	15,0	30,0	20,0	40,0
Субтропический	1,0	4,0	20,0	100,0	30,0	100,0
Умеренный	10,0	50,0	30,0	100,0	40,0	150,0
Холодный	15,0	50,0	30,0	100,0	—	180,0
Полярный	15,0	50,0	30,0	100,0	—	150,0
Ледниковый полярный	—	50,0	1000,0	1000,0	2000,0	2000,0
Средняя скорость денудации	равнины - 22,0 $м^3/км^2$ год или 0,022 мм/год				горы - 206,0 $м^3/км^2$ год или 0,206 мм/год	

Приведенные эмпирические данные, список которых можно было бы значительно увеличить, показывают, что они не противоречат теоретически выведенным законам развития ДР и их следствиям, наоборот, подтверждают тенденции должной реализации этих законов.

7. 2. 6. Законы и механизм образования дизъюнктивных склонов

Из определения ДР следует, что он создается движениями, разрывающими геологические тела и существует (развивается) посредством денудации горных пород с каждой своей точки. Разрывная (**дизъюнктивная**) поверхность в горных породах может возникнуть при поднятии или опускании одной части горных пород относительно другой. Поверхность этого разрыва на «дневной» поверхности и будет **«эмбрионом»** (своего рода зародышем) **будущего** дизъюнктивного склона (назовем его **«обрыв»**); поверхность этого же разрыва внутри земных недр называется **«разломом»**. В георельефе разрывы-обрывы всегда представлены крутонаклонными к горизонту поверхностями, обычно **круче 45°** , нередко субвертикальными. Эти склоны еще называют **тектоническими уступами**, но они могут иметь не только тектонический, но и гравитационный, экзарационный, эрозионный или другой генезис, причем нередко бывает возможно установить их генезис лишь в ранге «дизъюнктивный», т. е. как дисконформный к слоистой текстуре горных пород. Поэтому считаю, что **такие склоны лучше называть нейтрально, согласно их форме – «обрывы» – и если это возможно, то добавлять к этому названию более точное генетическое обозначение** (тектонический обрыв, экзарационный обрыв и т. д.).

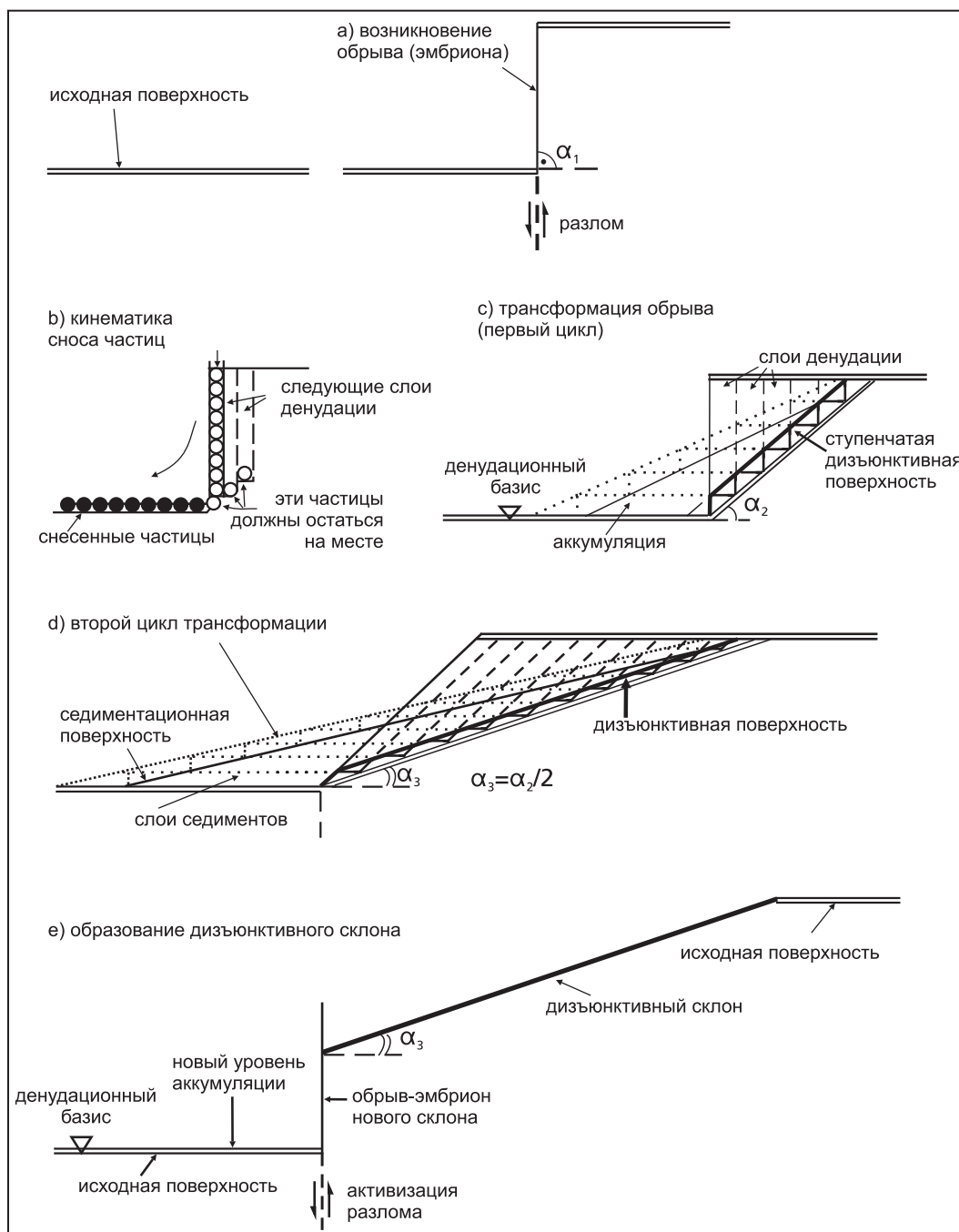


Рис. 23. Модель образования дизъюнктивного склона (объяснения в тексте)

После возникновения обрыва сразу же начинают подвергаться денудации, потому что они очень круты, и отрывающиеся выветриванием частицы горных пород могут беспрепятственно скатываться вниз под действием силы тяжести. С субгоризонтальных поверхностей снос может идти под действием ветра, речного потока, ледника, но идет при этом лишь в особых, локальных условиях, занимая незначительные по площади, очень узкие, вытянутые в каком-либо направлении участки (русла рек, ложа ледников), которые очень часто не выражаются в большинстве масштабов геоморфологических карт. Поэтому для теории геоморфологии более важно рассмотреть модели образования и преобразования склонов, на которых наряду с другими движущими средами главным действующим фактором является движение обломочного материала под действием собственной тяжести. Среди дизъюнктивных склонов площадь таких склонов составляет более 90%.

Необходимо напомнить, что денудация – это процесс развития склонов, но это не способ зарождения-образования склонов. **Способов образования склонов два: седиментационный, который будет представлен ниже, и разрыв-смещение сплошности литосферы, поверхность которого впоследствии с помощью денудации становится дизъюнктивным склоном, развивающимся по установленным законам денудации.** Но как разрыв становится определенным дизъюнктивным склоном, каков путь «эмбриона» к своему «рождению»? Проследим на модели-профиле георельефа.

Допустим, что субгоризонтальную земную поверхность разорвало поднятие-разуплотнение (поднятие блока литосферы) (рис. 23). Из-за разрыва в георельефе возникла вертикальная поверхность – обрыв скальных горных пород. Обрыв подвергается денудации, и у его подножия аккумулируются все отрывающиеся от него частицы. Кинематика их отрыва и накопления показана на рис. 23, в. По законам денудации необходимо принять, что денудация и отступление обрыва будет идти с точным сохранением его первичного наклона, параллельно самому себе. Но как оно будет идти в условиях, когда продукты денудации не выносятся за пределы системы (это при доказательстве законов денудации было принято, что они выносятся за пределы анализируемой системы), а наоборот, накапливаются здесь в «закрытой» геоморфологической системе?

Рассмотрим чисто теоретическую модель, основывающуюся на допущениях, предложенных в разделе 7. 2. 2, и на допущении достаточного для реализации процессов дления времени. Представим, что каждый слой денудации (рис. 23, с, d), равен размеру отрывающихся частиц, а их размер достаточно мал (dS). Каждый слой частиц аккумулируется у подножия обрыва. Каждое новое срезание обрыва происходит с уменьшением высоты слоя частиц (вертикальной мощности слоя) на одну самую нижнюю частицу (рис. 23, в, с), на что указывал еще В. Пенк (1961). Почему? Потому что лежащий рядом с уступом седиментационный слой этих частиц равен толщине частицы и не дает сдвинуться последней (нижней), она лежит на их же высотном уровне. Проще говоря, идущие рядом процессы аккумуляции не дают отступать обрыву параллельно самому себе **на всю свою исходную высоту**. Обрыв отступает параллельно самому себе, но с каждым очередным слоем сноса (из-за рядом лежащей аккумуляции) сокращает свою высоту. Шовная точка, которая в этой ситуации разделяет склон сноса и склон накопления, перемещается с каждым очередным слоем сноса на ширину последней частицы вбок-назад и на высоту этой частицы – вверх (ступеньками) (рис. 23, в). Таким образом, **обрыв преобразуется в ступенчатый** (размер ступенек равен размеру частицы и очень мал по сравнению с высотой и длиной склона) **дизъюнктивный склон, крутизна которого по касательной к ступенькам уменьшается вдвое по сравнению с крутизной первичного обрыва**. Вертикальный обрыв **трансформируется** в наклонный (45°) склон (рис. 23, с), ступенчатостью (шероховатостью) которого можно пренебречь (рис. 23, е), тем более, что при выделении склонов на топографической карте любого масштаба мы всегда вынуждены пренебречь шероховатостью этих склонов.

После завершения первого цикла трансформации может последовать следующий, и кинематика действия процессов повторится в той же последовательности, что и в первом цикле, однако крутизна «исходного» склона теперь будет другой, а именно 45° , и этот склон по окончании второго цикла трансформируется в склон, крутизна которого должна составлять точно $22,5^\circ$. Это также легко доказывается геометрически на профильной модели (рис. 23, d). Трансформация склонов-обрывов под действием силы тяжести в обычных условиях может иметь до 5 циклов (на склонах положе $1,4^\circ$ она уже вряд ли возможна только под действием силы тяжести). Она идет при помощи выветривания и денудации горных пород согласно механизмам, описанным выше, в которых ведущую роль играют процессы в шовной линии, мигрирующей здесь одновременно и по горизонтали-внутри, и по вертикали-вверх (диагонально). Чисто теоретически может быть и несколько большее количество циклов, если в процессах денудации и аккумуляции активно участвуют внешние движущие среды (в руслах рек, на ложе ледников). Важно подчеркнуть, что крутизна каждого последующего преобразованного (трансформированного) склона A_{i-1} будет всегда вдвое меньше крутизны предыдущего A_i :

$$A_i = A_{i-1} / 2 .$$

Данная формула выражает закон кинематики преобразования «закрытой» геоморфологической системы при совместном действии денудационных и аккумулятивных процессов, т. е. когда обломочный материал не удаляется из системы. Можно назвать этот закон «**законом трансформации**» дизъюнктивного георельефа.

Теоретически выделяются следующие диапазоны наклонов «**исходных**», «**трансформированных**» и «**завершенных**» склонов ДР (Бутвиловский, 1995 и др.):

1. > 45 до 90° – исходные обрывы.
2. > 22,5 до 45° (очень крутые) – склоны первой стадии трансформации (цикла).
3. > 11,2 до 22,5° (крутые) – склоны второй стадии трансформации (цикла).
4. > 5,6 до 11,2° (круто наклонные) – склоны третьей стадии трансформации (цикла).
5. > 2,8 до 5,6° (наклонные) – склоны четвертой стадии трансформации (цикла).
6. > 1,4 до 2,8° (пологие) – склоны пятой стадии трансформации (цикла).
7. 0 до 1,4° (субгоризонтальные) – завершенные склоны конечной стадии, достижение которой возможно лишь в условиях постоянного действия водного, ледникового, ветрового потоков; при их прекращении склон сразу же приобретает статус седиментационного склона.

Отклонения крутизны склонов от теоретической в рядах трансформации ДР возможны, но примем, что они должны быть не более 5% (ошибка, которая для эмпирически измеряемых величин считается допустимой). Закон денудационной трансформации склонов выполняется, даже если принять, что размер отрывающихся и сносимых частиц различен, тем более что размер частиц, как правило, достаточно мал. Это легко доказывается геометрически на модели-профиле (рис. 24).

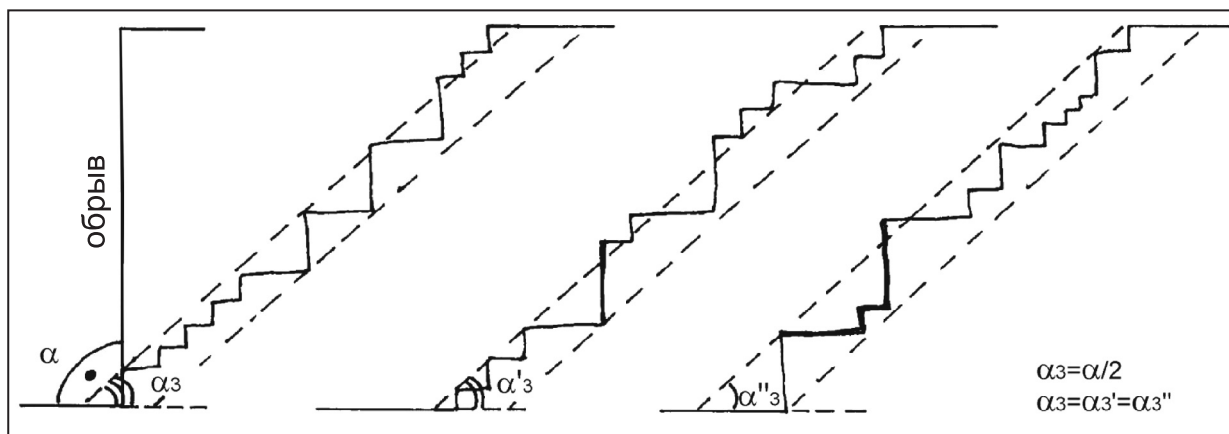


Рис. 24. Трансформация обрыва при различных размерах сносимых частиц

Анализ кинематики модели трансформации приводит, казалось бы, к противоречию между наличием на профиле поверхностей седиментации и денудационной трансформации. Но **седиментационная поверхность образовавшихся после первого цикла трансформации рыхлых отложений изначально всегда положе погребенной ими поверхности денудационной трансформации** (рис. 23). Согласно законам денудации, наклон поверхности следующего цикла трансформации, казалось бы, должен определяться наклоном поверхности седиментации как исходным наклоном. Но этого не происходит и не может произойти. Дело в том, что рыхлый седиментационный чехол после своего накопления, которое прекращается после завершения данного цикла трансформации, даже при малом наклоне сразу же подвергается денудации и быстро удаляется за пределы этого наклона. В результате мелкоступенчатая поверхность денудационной трансформации, не изменяя своего наклона, очищается от частиц перекрывавшего ее рыхлого слоя, кроме последних, лежащих на ступеньках, и самого нижнего слоя частиц. В итоге рыхлый чехол приобретает вид пленки толщиной не более мощности деятельного слоя и конформно облекает дизъюнктивную трансформированную поверхность, сглаживая ее ступенчатость (рис. 23, е). Возможность очень быстрой трансформации-денудации поверхности седиментации обусловлена тем, что скорость денудации рыхлого чехла обычно в 1000-100000 раз больше скорости денудации типичных для этой ситуации скальных горных пород. Рыхлый чехол удаляется настолько быстро, что дизъюнктивная скальная поверхность не успевает существенно изменить свою форму в той своей части, которая находилась гипсометрически выше временно залегавшего на остальной скальной части седиментационного слоя. Поэтому в данной кинематической модели можно пренебречь положением поверхности рыхлого чехла, и дизъюнктивные склоны могут трансформироваться согласно закону двукратного уменьшения предшествовавшего наклона

обрыва или дизъюнктивного склона, т. к. **рыхлый чехол существенно** (в масштабе исследования и картирования склонов) **не «искривляет» действие денудации.**

Отличие модели образования (трансформации) дизъюнктивного склона от модели денудационного развития данного склона заключается в кинематике движения-отступления шовных точек. В первой модели шовная точка (линия) **отступает по латерали, одновременно поднимаясь вверх** (по диагонали) с каждым удалением слоя частиц на высоту, равную толщине слоя этих частиц (рис. 23). Во второй модели шовная точка (линия) **отступает только по латерали**, не поднимаясь и не опускаясь при любой толщине сносимого слоя частиц (рис. 16). Первая модель в принципе была разработана В. Пенком еще в начале 20 века (Пенк, 1961). Многое в ней правильно, и сама идея, на мой взгляд, великолепна, но, к сожалению, в ней есть ошибки, которые, я уверен, Вальтер Пенк устранил бы сам, если бы судьба подарила ему еще немного времени. Анализируя модель Пенка, прихожу к заключению, что В. Пенк допустил две существенные ошибки.

Первая ошибка. В. Пенк не придал особого значения соотношению углов наклона исходного и трансформированного склонов. В его модели эти углы не имеют определенных соотношений; известно лишь, что A_{i-1} меньше A_i , но насколько меньше – неизвестно. Если это невозможно установить, то модель не имеет большого практического смысла, т. к. даже зная величину наклона дизъюнктивного склона, нельзя установить, какой стадии трансформации соответствует этот склон и из какого обрыва он трансформировался. Согласно модели Пенка возможно большое множество циклов трансформации склонов (больше 15, соответственно рис. 25). Оно не определяется, а неопределенность всегда большой недостаток любой модели.

Однако анализ кинематики трансформации склонов требует и позволяет сделать определенное заключение о величинах и соотношениях углов наклона исходных и трансформированных склонов и о количестве циклов-стадий трансформации, что не успел сделать В. Пенк. Поэтому было обращено особое внимание на соотношения предшествующих и последующих углов наклона, в результате чего и удалось установить закон трансформации склонов.

Вторая ошибка. Неверный анализ соотношений аккумулятивных и денудационных процессов и соотношений возникающих при этом седиментационных и дизъюнктивных склонов. К сожалению, Вальтер Пенк не придал особого статуса каждому из этих принципиально разных по своему образованию и развитию склонов. В модели Пенка никакие из всех возникающих склонов не имеют особого статуса, они различаются лишь по углам наклона и по последовательности возникновения. Согласно модели В. Пенка, в ходе денудационного развития-трансформации из одного склона-обрыва **в одном и том же профиле сноса** возникает **несколько** более пологих склонов, которые образуются неодновременно, но существуют и развиваются некоторое время совместно, причем каждый ниже расположенный склон в ходе своего развития замещает вышерасположенный (рис. 25).

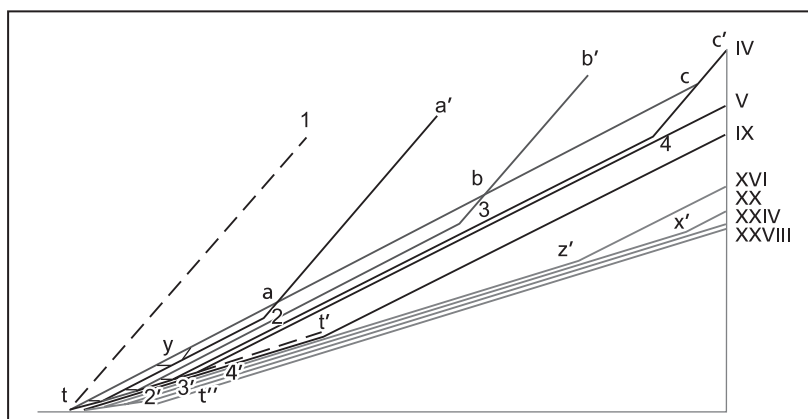


Рис. 25. Модель образования склона (Пенк, 1960): Кинематика преобразования крутого склона в пологие склоны при неизменном положении базиса денудации: **1** – исходный обрыв; **t, t', t''** – последовательность времени; последовательности положения склонов: **a, b, c, d... y, z; a', b', c', d'... ; 1, 2, 3, 4... ; IV, V, VI, IX, XXIV...**

Такое развитие в «закрытой» геоморфологической системе, каковой является данная, **формально-логически противоречиво и физически невозможно.** Сначала отмечу формально-логическое противоречие. Чтобы все склоны, в том числе самый нижний и пологий, отступали, как это показано у В. Пенка, нужно, чтобы на всех их шла денудация и материал удалялся за пределы этой системы. Но было принято, что эта система «закрытая» и материал не может удаляться за ее пределы, а должен скапливаться у подножия обрыва, и здесь обязан возникнуть седиментационный склон.

Об этом пишет и сам В. Пенк, отмечая, что у подножия обрыва возникает осыпной склон рыхлого материала, который имеет меньший наклон, чем обрыв и растет вверх по мере отступления обрыва. Однако В. Пенк считает, что этот осыпной склон также подвергается денудации. На самом деле это не так. **Осыпной (седиментационный) склон не может подвергаться денудации до тех пор, пока существует и поставляет продукты своего разрушения обрыв**, потому что обрыв более чем вдвое круче, **разрушается быстрее**, как утверждает сам В. Пенк, и поставляет на осыпной склон гораздо больше обломочного материала, чем под действием силы тяжести может быть снесено материала с этого гораздо более пологого склона (согласно второму закону денудации). В конце концов этому имеются надежные эмпирические доказательства, а именно: у подножия каждого обрыва всегда накапливается обломочный материал и растет осыпной седиментационный склон.

Иначе говоря, **при денудационной трансформации обрыва в условиях «закрытой» системы на каждый момент времени в одном и том же профиле сноса существует лишь два принципиально разных склона: дизъюнктивный, являющийся отступающей частью самого обрыва, и седиментационный, создающийся из продуктов разрушения-денудации обрыва. Из исходного обрыва (или из трансформированного склона, являющегося на данный момент исходным склоном для последующего цикла трансформации) ни в коем случае не создается два или несколько дизъюнктивных склонов, а всегда лишь один.** Седиментационный склон является генетической противоположностью дизъюнктивного склона и не унаследует никаких генетических и геометрических признаков последнего. Известно лишь, что он всегда имеет более пологий наклон, чем примыкающий к нему дизъюнктивный склон, и то, что они функционально связаны: ускоряется аккумуляция на первом лишь тогда, когда на втором ускоряется денудация. В принципе, седиментационный склон является здесь временным явлением и «мгновенно» исчезает, когда система становится «открытой» (в результате нового разрыва-поднятия блока или снижения базиса денудации, о чем – ниже).

Если принять модель Пенка в том виде, в каком она была предложена, то геоморфологическое пространство-время теряет смысл и сущность, и все станет запутанным и неопределенным. В самом деле, если из одной пространственно-временной единицы георельефа (обрыва) получается несколько отдельных разных единиц, то возраст их определить невозможно. Формально он должен быть у них одним и тем же, потому что все эти склоны возникли из одного склона, соответствуют одному и тому же первично возникшему высотному уровню в георельефе. При этом они расположены друг над другом, и, исходя из пространственно-временных законов геоморфологии (см. раздел «морфостратиграфия»), обязаны иметь разный возраст (по принципу «ниже-моложе»). Возникает противоречие, у которого нет решения. К счастью, такая ситуация невозможна в Природе, что и было доказано выше. В процессе своей трансформации один и тот же обрыв может разделиться на два склона одного и того же типа **лишь по латерали** (на смежные по латерали склоны, которые имеют согласную боковую границу), **но ни в коем случае он не может сам по себе разделиться по вертикали, на выше и нижележащий.**

Ясно, что процесс трансформации дизъюнктивных склонов может и когда-то закончиться. Это происходит при определенных условиях. Анализ модели показывает, **что процесс трансформации разрыва-обрыва прекратится только в том случае, если все перемещаемые денудацией частицы горных пород будут удаляться за пределы трансформирующегося склона. Это возможно только в том случае, когда тот же самый разлом в земной коре, который создал данный обрыв, вновь активизируется, и в георельефе возникнет новый разрыв-обрыв как вертикальное продолжение старого** (рис. 23, е). Он и даст возможность вышерасположенному над новообразованным обрывом трансформируемому дизъюнктивному склону полностью освободиться от седиментационного рыхлого чехла и начать развиваться согласно законам денудации, отступая-перемещаясь параллельно самому себе. **Момент появления нового разрыва-поднятия (обрыва) и есть момент окончательного образования дизъюнктивного склона из прежнего разрыва-обрыва.** Этот момент (но не момент зарождения обрыва) определяет возраст данного дизъюнктивного склона, т. к. на протяжении всего периода трансформации обрыва в дизъюнктивный склон сохраняется неопределенность, а именно: будет ли в данном месте образован дизъюнктивный склон и какой облик (наклон, размеры, экспозицию) он будет иметь.

Высотный уровень в георельефе, на котором в «закрытой» геоморфологической системе всегда идет аккумуляция, является нижним высотным уровнем трансформации примыкающего к нему дизъюнктивного склона или его **«базисом денудации»** (рис. 23, с, е). Ниже него денудация в обычных условиях невозможна. Весь георельеф является «закрытой» геоморфологической системой, следовательно в нем всегда имеется некоторый базис денудации: главный базис – это дно океанических впадин, второстепенные промежуточные базисы – дно или уровень моря, уровень озера или его дно, субгоризонтальная терраса у подножия крутонаклонного склона, уступ очень устойчивых к разрушению горных пород и т. д. В принципе, **каждая точка георельефа может являться базисом денудации** (упором, препятствием) **для всех точек, расположенных на ее про-**

филе сноса выше данной точки. Пока она не переместится (не отступит), около нее может идти аккумуляция или сохраняться седиментационный склон. Подобное утверждал еще В. Пенк (1961): «Каждый перелом уклона образует нижний край склона, для сноса с которого он неизбежно образует базис. Пока он существует, снос с лежащего над ним склона происходит относительно него. Это и есть сущность базиса денудации» (с. 168). Отсюда следует, что снос верхних частиц обычно возможен лишь после сноса нижних, иначе говоря, практически всегда осуществляется посредством механизма «регрессивной» денудации. Проще говоря, сначала должно разрушиться, оторваться и удалиться вниз (в шовной точке), а верх сам рухнет. Почему происходит именно так, именно в шовной точке, было обосновано выше.

Однако если каждую точку в георельефе считать «местным» базисом денудации, то это понятие, как нечто особое, теряет смысл и становится неэффективным. Поэтому предлагается считать **базисом денудации только ту точку (линию) на профиле (площади) сноса, выше которой идет денудационная трансформация дизъюнктивного склона; на уровне и ниже данной точки идет аккумуляция и наращивается седиментационный склон.** Это существенное дополнение.

Если движение недр и связанное с ним появление на разломе нового участка обрыва, которое ликвидирует для данного трансформируемого дизъюнктивного склона его местный базис денудации, достигнет данный склон на половине некоторой его стадии трансформации, то никакого нарушения выведенных законов денудации и трансформации не произойдет. Допустим, что новое поднятие произошло, когда дизъюнктивный склон находился на половине первой стадии трансформации. Это значит, что на тот момент его верхняя половина представляла собой обрыв крутизной 90° , нижняя половина имела крутизну 45° , но была перекрыта еще более пологим седиментационным рыхлым чехлом и представляла собой седиментационный склон крутизной менее 45° (рис. 26, а). Казалось бы, процессы денудации должны теперь быстро уничтожить седиментационный склон, и в георельефе должны возникнуть из одного два дизъюнктивных склона, отступающих параллельно самим себе. **Иначе говоря, должно произойти то, что я считаю невозможным; то, что создаст во всей теории хаос, ибо должная хронологическая, генетическая, динамическая интерпретация возникшей структуры ДР (сочетания склонов) будет заведомо фальшивой.**

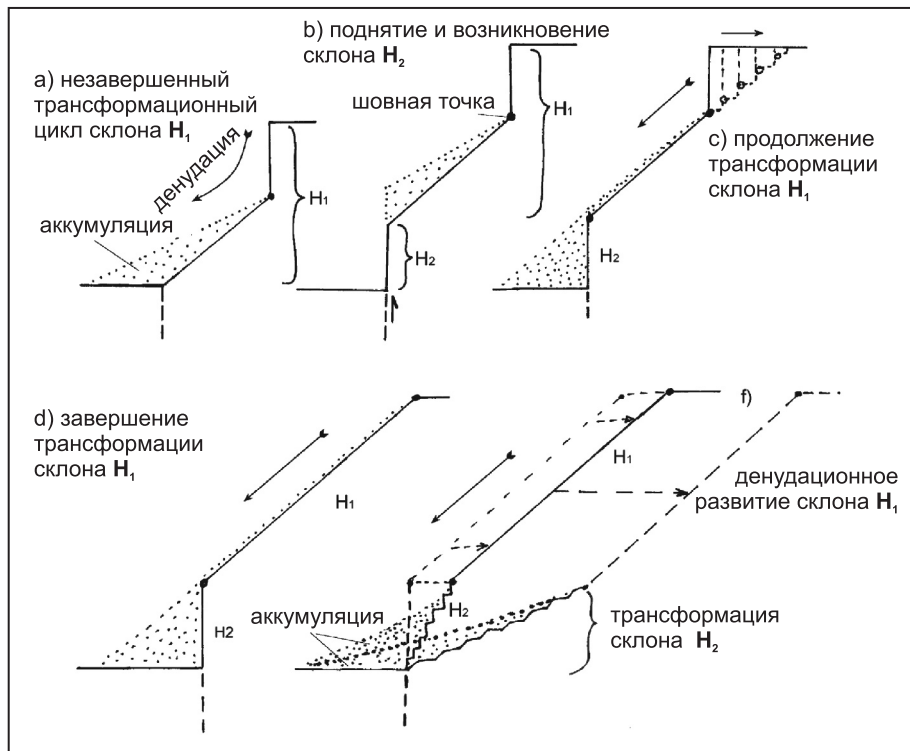


Рис. 26. Модель кинематики развития склонов при возникновении нового дизъюнктивного склона (H_2) в ходе незавершенного трансформационного цикла ранее возникшего дизъюнктивного склона (H_1): **a-f** – последовательность изменений склонов (объяснения в тексте)

Данный парадокс решается просто. Верхний крутой (90°) склон-обрыв, отступая, будет продолжать поставлять на нижний седиментационный склон огромное количество обломочного материала, которое не может быть сразу же удалено с нижнего склона из-за его гораздо более малой крутизны. Соответственно геометрической модели крутизна его может быть не более 35° ,

и согласно законам денудации данный склон должен сохранять эту свою меньшую крутизну, пока он не будет уничтожен. А уничтожить его, пока над ним существует верхний обрыв, поставляющий **слишком много грубообломочного, трудно транспортируемого материала, невозможно в обычных условиях**, т. е. когда денудационные процессы подчинены действию силы тяжести и идут на фоне одной и той же внешней среды (к примеру, в субаэральных условиях). Почему? Потому что слишком велика разница наклонов этих смежных по вертикали склонов, обломочный материал одинаков (во всяком случае, у шовной точки) и требует одинакового усилия для своего перемещения. В шовной точке и выше ее он получает это усилие, ниже шовной точки – нет, слишком мал наклон. Поэтому ниже шовной точки идет временная аккумуляция рыхлых продуктов сноса с верхнего крутого склона до тех пор, пока верхний склон-обрыв не отступит до полного своего исчезновения. Только тогда данная стадия трансформации завершится и седиментационный чехол, облегающий склон 45° , будет полностью снесен, и весь трансформированный дизъюнктивный склон, как одна единица в георельефе, начнет свое денудационное развитие – отступление параллельно самому себе. Можно рассмотреть еще более сложные задачи, но и они имеют в принципе подобное решение, читатель может рассмотреть и решить их сам.

7. 2. 7. Эмпирические подтверждения модели образования склонов ДР и ее теоретические следствия

Эта модель находит эмпирические подтверждения. В георельефе горных стран, выше местных базисов денудации часто можно наблюдать локальные седиментационные накопления у подножий аномально крутых локальных дизъюнктивных склонов – остатков еще незавершенных первых стадий трансформации. Ниже этих относительно пологих седиментационных накоплений располагаются более крутые и позже возникшие дизъюнктивные склоны.

Отсюда следует следующая теоретическая закономерность структуры-строения ДР: **если статус ДР имеют все склоны некоторого участка, то по профилю сноса вышерасположенный крутой склон определенной стадии трансформации может контактировать с более пологим склоном только следующей стадии трансформации**. К примеру, дизъюнктивный склон крутизной 45° может контактировать с дизъюнктивным склоном крутизной $22,5^\circ$ с полным сохранением статуса ДР обоих склонов, а при контакте его со склоном $11,2^\circ$ между ними обязательно должен возникнуть седиментационный склон. Склон $5,6^\circ$ может контактировать со склонами $11,2^\circ$ и $2,8^\circ$ и т. д.

Эта закономерность интересна и теоретически, и практически. Она имеет надежные эмпирические подтверждения. Используя многочисленные данные горных работ на склонах, А. И. Мордвинов (1940) выделил в горах Дальнего Востока России следующие последовательности склонов (от вершин гор до их подножия):

1. Склоны у вершин гор; крутизна $26-28^\circ$, зона выветривания коренных пород и денудации, продукты выветривания грубообломочные, наблюдаются выходы коренных пород.
2. Склоны крутизной $12-15^\circ$, зона затухающего физического выветривания и денудации рыхлых продуктов, мощность рыхлого покрова обычно 2-3 м, иногда до 4-5 м.
3. Склоны крутизной $6-10^\circ$, рыхлый обломочный чехол имеет отчетливые следы перемещения (крип), содержит много суглинка, мощность обычно не менее 4-7 м.
4. Склоны крутизной $3-6^\circ$, рыхлый суглинистый чехол имеет следы перемещения и течения, мощность его не менее 8-10 м.
5. Склоны крутизной $1,5-3^\circ$, зона выветривания самих рыхлых масс, грунт денудирован посредством смыва, мощность рыхлого чехла более 8-10 м.
6. Седиментационный склон, крутизна $0-1^\circ$, аллювиальные отложения.

Склоны 1 группы образовались после первой стадии трансформации, склоны 2 группы – после второй, 3 группы – после третьей и т. д. Здесь же отчетливо видно, что крутизна склонов смежных групп соотносится между собой как **2:1**. Сходные устройство и сочетания дизъюнктивных склонов отмечаются Д. А. Тимофеевым для Забайкалья.

Е. А. Толстых и А. А. Ключин (1976) установили, что с увеличением крутизны дизъюнктивных склонов мощность и строение коры выветривания изменяются не постепенно, а резко. Многочисленные горные выработки показали, что внутри каждого интервала крутизны склонов кора выветривания является однородной, ее строение оказывается типичным и может быть экстраполировано на все аналогичные по крутизне склоны. Это позволяет подразделить дизъюнктивные склоны на различные виды по принадлежащему им типичному строению коры выветривания, отражающему способ и скорость выветривания и сноса горных пород, что проявляется

на поверхности по характеру обломочного материала, составу растительности и интенсивности покрытия ею склонов. На терригенном мезозойском флише Крыма выделяются дизъюнктивные склоны трех видов (Толстых, Клюкин, 1976):

1. Склоны положе $20-22^\circ$ подвержены слабому смыву, оползневому скольжению, имеют кору выветривания мощностью до 13-15 м, верхи которой представлены суглинкам с примесью дресвы, почвой с травянным покрытием 0,7-1,0.
2. Склоны $22-40^\circ$ подвержены плоскостному смыву, линейной эрозии, осыпанию, крипу, имеют кору выветривания до 3-5 м, представленную дресвяным щебнем с примесью суглинка в верхней части, травянное покрытие 0,3-0,1.
3. Обрывы оврагов (круче $40-45^\circ$), подверженные обвально-осыпному сносу и эрозии, местами глыбово-щебнистые (мощность до 1-2 м), травянное покрытие менее 0,1.

Ю. С. Будилин (1968) сообщает, что в горах Сибири на террасах высотой более 150 м аллювиальные отложения обычно снесены денудацией; на 150-65 метровых террасах аллювий местами сохраняется в эрозионных углублениях. На 65-50 и 15-20 метровых террасах аллювий сохранился только там, где наклон коренного цоколя (плотика) в сторону реки составляет менее 3° и тыловое сочленение террас со склонами долины имеет плавную вогнутую форму, созданную седиментацией склоновых отложений. Седиментация наблюдается там, где сочленяются склоны крутизной менее 3° и более 10° . Если же тыловое сочленение террасы и склона долины резкое (контактируют склон крутизной $3-4^\circ$ и вышерасположенный склон крутизной $8-10^\circ$), то аллювия на террасе нет – он снесен, и она представляет собой дизъюнктивный склон (педимент). И в этом случае наблюдается уменьшение крутизны нижеследующих склонов в 2 раза, что подтверждает закон трансформации. На Алтае я сам наблюдал именно такие сочетания склонов, которые предсказывает теория. Но данные других исследователей чисто психологически всегда лучше убеждают в достоверности теории.

Следует попытаться хотя бы относительно оценить длительность стадий трансформаций ДР. В этом нам опять поможет второй закон денудации: мощность сносимого денудацией с единицы площади в единицу времени слоя вещества всегда больше на более крутых склонах. Это значит, что **первый цикл-стадия трансформации идет быстрее всего, второй идет медленнее, третий – еще медленнее и т. д., а последний требует огромного количества времени, вероятно, сотен миллионов лет и редко когда полностью реализуется.** Эмпирические данные показывают, что первый цикл трансформации по рыхлым породам реализуется по-разному: в течение нескольких минут и часов или же длится десятки и сотни лет. Это зависит от крупности частиц, влажности, рыхлости и пластичности отложений. Обрывы грубообломочных отложений (галечников, валунников, щебней) всегда трансформируется медленнее. Первый цикл трансформации обрывов скальных пород редко когда реализуется быстро и происходит в течение тысяч и десятков тысяч лет. Например, в фьордах Норвегии почти вертикальные склоны километровой высоты, преобразованные ледниковой экзарацией более 10 тыс. лет назад, сохранили до сих пор во многих местах свою форму почти в неизменном состоянии. Следует отметить, что собственно денудация на таких огромных скальных склонах происходит исключительно динамично и быстро (посредством огромных обвалов и оползней), но большое количество времени требуется для подготовки блоков пород к гравитационному обрушению (выветривание, разуплотнение пород, создание глубоких протяженных трещин). Естественно, что в областях большой сейсмической активности разрушение обрывов идет гораздо быстрее. В качестве примера можно привести район фьорда Литуя на Аляске, сейсмичность которого достигает 10 баллов по шкале Рихтера. В течение последних 150 лет здесь произошло 7 гигантских сейсмогенных обвалов, сопровождавшихся огромными ударными водяными волнами и другими экстремальными явлениями, имевшими колоссальный рельефоформирующий эффект (Дайсон, 1966; Molnia, 1985).

Предложенная модель образования склонов ДР является формально строгой и непротиворечивой. Она соблюдает закон сохранения масс и энергии, опирается на известные физические законы и математические теоремы. Модель соблюдает законы денудации и решает парадокс: как из вертикальной поверхности получается субгоризонтальная без нарушения этих законов. Она объясняет фрактальность («бесконечную» ступенчатость) георельефа, событийность его образования и развития. Эта модель выводит закон многоциклового трансформации поверхности разрыва в ходе денудационного преобразования дизъюнктивного склона как «закрытой» системы. Интересно, что акт зарождения, «эмбрионального» развития (трансформации, приобретения формы) и, наконец, собственно рождения дизъюнктивных склонов оказался в принципе идентичен процессу зарождения, эмбрионального развития и рождения живых существ, которые после своего рождения начинают развиваться (расти) также самоподобно, как и дизъюнктивные склоны. Аналогия эта не случайна. Очевидно, во всех частных вещах действуют единые общие законы мироздания. Следует подчеркнуть, что рождаются любые формы «дискретно» (моментально), а развиваются (живут) непрерывно (континуально) до своего исчезновения (смерти) – так же «дискретного».

Модель имеет ряд интересных следствий. К примеру, зная скорость денудационного отступления (V_d) и угол наклона дизъюнктивного склона (A), можно определить стадию его трансформации и время (t) его трансформации; зная стадию трансформации по углу наклона A можно определить первичный угол обрыва A_0 ; зная A и t можно вычислить V_d . Из модели следует, что углы наклонов дизъюнктивных склонов в реальном георельефе не могут быть произвольными, а должны образовывать дискретные ряды, отличаясь друг от друга кратно двум и образуя семь возможных групп наклонов по крутизне.

Величина наклонов склонов зависит от величины наклонов поверхностей первичных разрывов-обрывов. Эти обрывы-разрывы, образуясь в литосфере, обычно имеют разный наклон, по-разному преломляясь в горных породах различной твердости (тверже порода – круче наклон разрыва). Как правило, все они, за исключением надвигов, наклонены круче 45° и в самых верхних частях земной коры стремятся быть вертикальными, особенно там, где литосфера испытывает подъем и как следствие его – растяжение (Оллиер, 1984). Через наклоны и экспозиции дизъюнктивных склонов можно оценивать наклон и ориентировку разломов в земной коре. Возможность этого легко доказывается геометрически и с помощью законов денудации и трансформации. Пусть будет известно, что данный склон является дизъюнктивным и угол его наклона равен A . Зная A , можно определить стадию трансформации склона; зная стадию трансформации, легко определить первичный угол наклона исходного обрыва, а наклон исходного обрыва равен наклону плоскости создавшего его разлома земной коры. К примеру, наклон склона равен 7° . Это значит, что трансформация склона завершилась на третьей стадии, на второй стадии он имел крутизну 14° , на первой – 28° , а крутизна исходного обрыва была 56° . Таков наклон разлома в земной коре, и он представляет собой сброс или сбросо-сдвиг. Взбросы или взбросо-сдвиги зарождают, как правило, только субвертикальные обрывы. Поэтому наклон склона первой стадии трансформации обрывов, созданных взбросами, теоретически должен быть всегда близким или равным 45° , а наклон в 45° задает четко определенную крутизну склонов всех остальных стадий трансформации. Зависимость геометрических параметров ДР от геометрии разломной тектонической структуры отмечает также В. Пенк: в «местностях, в которых часто легко можно обнаружить единство тектонической жизни, почти одинаковые углы наклона поверхности встречаются так часто, что их среднее значение составляет характерный признак данного ландшафта» (Пенк, 1961, с. 170).

Геологические и геофизические наблюдения показывают, что «сверху вниз в коре, испытывающей растяжение, прослеживается такая последовательность: поверхностные вертикальные трещины растяжения; трещины крупного скола, падающие под углом около 58° ; трещины вязкого скола со все более пологим падением; и, в конце концов, горизонтальное ламинарное течение» (Кэри, 1991, с. 136). В верхней части земной коры выделяются сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги, раздвиги (Общая геология, 1976; и др.), характеристика которых достаточно хорошо изложена в учебных пособиях. Следует отметить, что крутонаклонные разрывные нарушения образуются обычно в крепких литифицированных горных породах в периоды интенсивного вертикального подъема (**горообразования**) участка литосферы. Складчатые деформации и пологие надвиги более свойственны мягким пластичным породам в условиях погружения участка литосферы и интенсивного осадконакопления, и они не создают ДР. Поэтому эпохи складчатости земной коры не всегда проявляются горообразованием. Горообразование (рельефообразование) и разломообразование есть следствия интенсивного магматизма и вулканизма, вызывающих интенсивные вертикальные движения литосферы, на что давно указывал В. Пенк (1961).

Создают региональную и глобальную морфоструктуру ДР только **вертикальные тектонические** движения (поднятия и опускания) участков литосферы, связанные с изменениями изостатического состояния земных недр (плотности-тяжести их блоков). В самом упрощенном виде это можно представить так. При разуплотнении участка земной коры и мантии (разогреве, внедрении относительно «легких» интрузий гранитоидов) происходит его относительный изостатический подъем, ведущий к возникновению разрывов земной коры в основном и у краев поднимающегося блока. Тем самым на земной поверхности возникают обрывы, которые трансформируются в дизъюнктивные склоны. Каждое новое внедрение порции легкого вещества продолжает процесс подъема и возникновения обрывов, причем высота поднятия блока (и высота нового участка обрыва) прямо пропорциональна величине «облегчения» блока. Каков был режим внедрения легких масс и их объем – такая и будет создана региональная структура ДР. При большом насыщении блока легкими интрузиями (до 80-90%) продолжающееся внедрение их новых порций будет слабо изменять вес блока и, как следствие этого, его относительное высотное положение. В итоге наступит так называемое **«платформенное»** геодинамическое состояние.

ДР может создаваться при опускании блоков земной коры при уплотнении отложений, обрушении «пустых» магматических камер и пещер, ударах астероидов и др., а также при раздвиге в рифтовых зонах. Эти явления, как правило, являются следствиями поднятий, либо случайны и

локальны (удары астероидов). Следует отметить, что колебательные тектонические движения и изменения уровня океана не создают морфоструктуру ДР. Горизонтальные тектонические движения (сдвиги) способны лишь исказить ее плановые очертания.

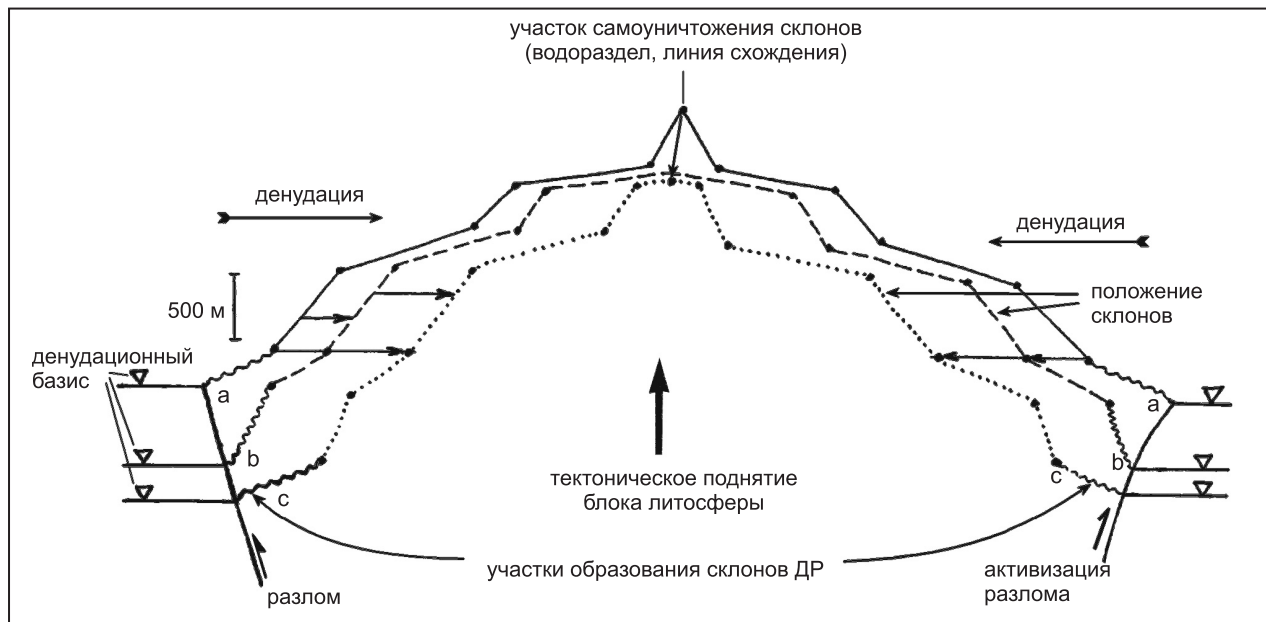


Рис. 27. Облик профиля ДР и модель его развития и новообразования; *a, b, c* – последовательность поднятия, образования и расположения дизъюнктивных склонов (*a* древнее *b*, *b* древнее *c*)

Эмпирически установлено, что склоны ДР разнообразны, совокупность их обычно имеет в профиле ступенчатую форму (рис. 27), преимущественно развиты крутые склоны, составляющие так называемые горы, долины, котловины и т. д. В ходе своего развития ДР стремится к уменьшению своей крутизны, **стремясь, но никогда не достигая горизонтального положения**. Участок ДР в ходе денудации сокращается, отступает со всех сторон к точке своего уничтожения (точке или линии «схождения»). Денудация скальных литифицированных пород, в которых вырабатывается ДР, идет очень медленно и строго закономерно, поэтому структура ДР не способна перестраиваться или перестраивается локально. Она может уничтожаться медленным «схлопыванием» противоположных склонов лишь на самом верхнем уровне ДР (рис. 27).

Сравнивая строение и высоты террас в горах Сибири, Ю. С. Будилин (1968) определил, что величина денудации площадок пологих ($3-4^\circ$) террас, образованных в конце неогена на кристаллических сланцах протерозоя, за время плейстоцена не превышает 3-6 м (0,003-0,006 мм/год), для миоценовых террас она составляет около 12-20 м (0,002-0,004 мм/год). Легко вычислить величину латерального отступления склонов за эти периоды: величину слоя денудации разделить на синус угла 4° . Оказывается, что в течение плейстоцена (примерно 1 млн. лет) пологие площадки и более крутые ($8-10^\circ$) склоны долин отступили по латерали на 43-87 м, а за плиоцен-плейстоцен (5 млн. лет) – 173-290 м. Средние скорости горизонтального отступления составляют соответственно 0,04-0,09 мм/год и 0,03-0,06 мм/год. А. Ф. Грачев и Данг Ван Бат (1981) установили, что известняки юры в районе Баклинской куэсты, где они образуют **субгоризонтальную** дизъюнктивную поверхность, имеют мощность на 5 м меньшую, чем в полном своем разрезе неподалеку. А это значит, что за 37 млн. лет (с эоцена, после обнажения слоя) величина денудационного среза таких поверхностей достигает лишь первых метров, что дает средние скорости денудации (но не горизонтального отступления) порядка 0,0001 мм/год. «Отсюда следует, что приводимые в литературе сведения о срезании километровых толщ в горах за 20-30 млн лет выглядят в высшей степени неправдоподобными» (Грачев, Данг, 1981, с. 46). Подобный перечень данных можно было бы продолжить.

Наклон и высота склонов позволяют хотя бы относительно оценить **динамику образования** дизъюнктивных склонов. Высота склона равна амплитуде тектонических движений, образовавших данный склон. Интенсивность тектонических движений и ее изменения оцениваются по совокупности склонов, принадлежащих одному профилю георельефа (рис. 28). Крутизна склонов и определяемая через нее стадия их трансформации являются следствием продолжительности трансформации склонов и длительности перерыва между фазами активизации тектонических движений. **Чем больше высота склонов, тем больше была амплитуда тектонических движений** (обычно эти амплитуды составляют десятки и сотни метров и создаются посредством многочисленных землетрясений). **Чем**

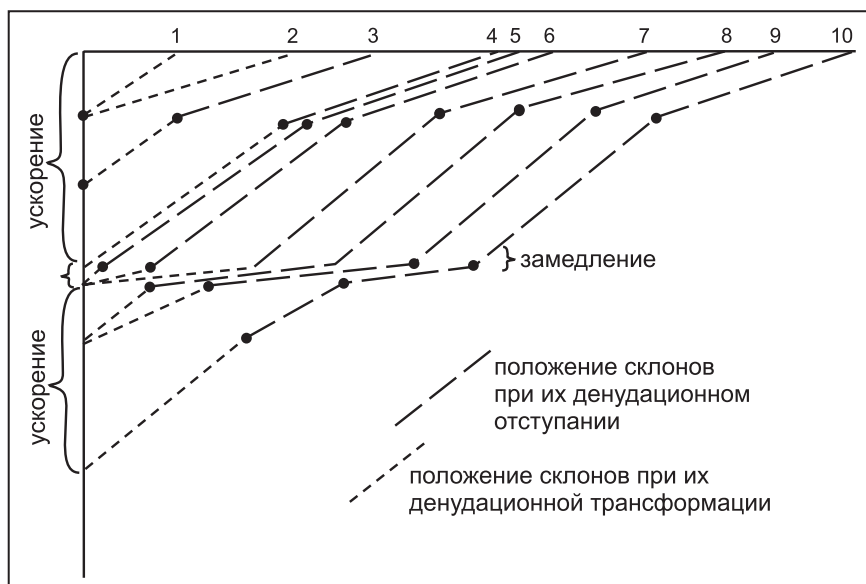


Рис. 28. Модель образования и развития дизъюнктивных склонов при ускорении, замедлении и новом ускорении тектонического поднятия блока: 1-10 – последовательность развития и образования

положе склон при прочих равных условиях, тем длительнее был период его трансформации и перерыв тектонической активности. Следует учитывать, что на скорость денудационных процессов и трансформации существенное влияние оказывают устойчивость горных пород к выветриванию и сносу, а также тип действовавшей внешней среды (ледниковой, водной и т. д.). Исследуя георельеф и геологическое строение разных его участков и сравнивая их между собой, можно оценить влияние этих факторов и сделать обоснованные выводы о геологической и абсолютной временной продолжительности процессов («привязать» их к геохронологической шкале). Зная это, можно оценить ход и интенсивность тектонических движений за период образования и развития ДР (рис. 28).

7. 2. 8. Краткий обзор ранее предложенных моделей образования и развития склонов

Дискуссия о кинематике и механизме образования и развития склонов продолжается уже более ста лет. От решения этой проблемы зависит дальнейшее развитие геоморфологии. Было предложено множество моделей развития склонов, которые сводятся к 4 группам:

1. Склоны выполаживаются (Dawis, 1898; Тимофеев, 1979; Агафонов, 1989).
2. Склоны частично или полностью отступают (Penck, 1924; King, 1962; Luis, Fischer, 1979; Büdel, 1981; Селиверстов, 1989; Уфимцев, 1994).
3. Склоны остаются неизменными по форме (выпуклыми или вогнутыми), хотя могут снижаться, выполаживаться или отступать (Шанцер, 1966; Тимофеев, 1979).
4. Форма склона может измениться всячески (Ahnert, 1976, 1996; Трескинский, 1977 и др.).

На признании основной роли того или иного типа развития склонов базируются две главные концепции преобразования георельефа: концепция У. Дэвиса о **пенепленизации** и концепция В. Пенка и Л. Кинга о **педипленизации**.

Выполаживание и снижение склонов как результат развития крутых склонов после прекращения поднятия литосферы предлагается У. Дэвисом (1962, и др.) (рис. 29, А). Сущность модели такова: «выполаживание и общее выравнивание рельефа происходит путем постепенного сноса наиболее крутых частей склонов и накопления отложений у их подножий. В результате возвышенные участки поверхности снижаются, а в понижениях аккумулируются склоновые и другие отложения» (Терминология..., 1978, с. 24). Считаю, что эту модель нельзя признать моделью развития склонов, но она может быть оценена как прообраз модели трансформации склонов. Как модель трансформации склонов она не вызывает особых возражений и особого интереса; модель слишком абстрактна, не предлагает конкретной кинематики и обоснованного механизма преобразования склонов, **не выводит никаких законов**. Есть даже мнения о том, что модель Дэвиса не только ошибочна, но и сильно повредила развитию геоморфологии (King, 1962; Скоморохов, 1995).

Современные модификации этой модели только дискредитируют в общем верную идею Дэвиса о выполаживании склонов в определенных условиях. Агафонов Б. П. (1989, с. 102) считает, что «во всех климатических условиях широко распространен один выполаживающий процесс – закругление

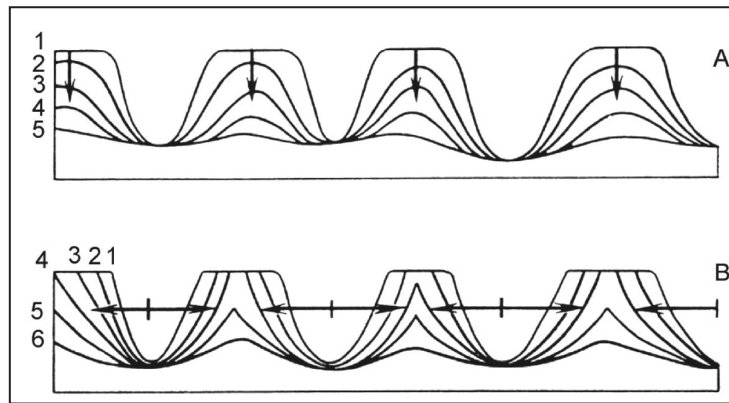


Рис. 29. Развитие склонов при пенеппенизации по У. Дэвису (А) и при педиппенизации по В. Пенку (В) в интерпретации российских геоморфологов (Щукин, 1964; Леонтьев, Рычагов, 1980 и др.): 1, 2, 3, 4, 5, 6 – последовательность стадий развития

прибровочной части склона», утверждая, что воздействие колебаний и сил внешней среды наиболее сильно на выпуклые сочленения профилей склонов (рис. 30). Выше было доказано, что это противоречит законам физики и, кроме того, опровергается эмпирическими данными. Согласно модели Агафонова угловатые выступы в георельефе должны уничтожаться в первую очередь и склоны с течением времени должны терять свою ступенчатость. Однако известно, что ступенчатость – весьма характерная черта склонов независимо от их возраста (Селиверстов, 1989).

Е. В. Шанцер (1966) предлагает модель весьма сложного преобразования склона, в которой прямой склон преобразуется в более крутой в верхней части и более пологий в нижней части. Однако кинематика и механика данного преобразования совершенно непонятны и самим автором не обосновываются.

Идея отступления крутых склонов параллельно самим себе, предложенная Вальтером Пенком (1924), уже десятки лет привлекает пристальное внимание геоморфологов. И не случайно. Модель Пенка имеет и достижения, и ошибки (см. выше). В принципе, как и модель Дэвиса, она является моделью трансформации склонов (рис. 29, В), но включает в себя также и элементы модели развития склонов. В этом также ее ошибочность, ибо **эти явления не могут быть представлены одной моделью, а только разными, потому что они опираются на совершенно разные исходные допущения: модель трансформации исходит из неизменного положения базиса денудации, модель денудационного развития склонов требует исключения влияния базиса денудации на процессы (понижение базиса).**

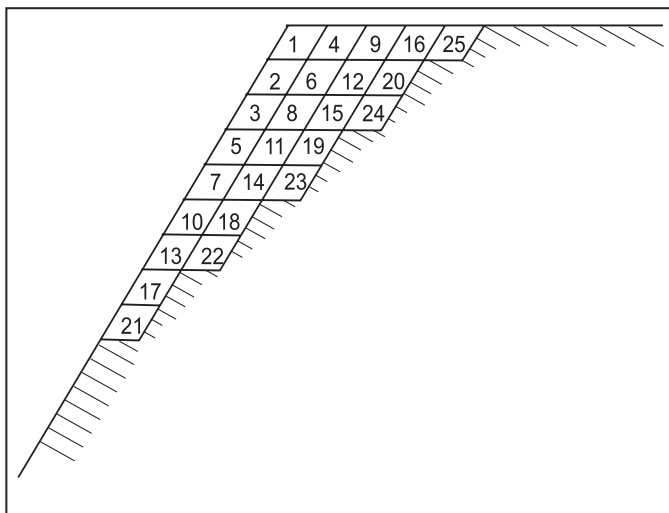


Рис. 30. Схема денудации на склоне: цифрами обозначена последовательность отрыва частиц. (Агафонов, 1989)

Модели развития склонов от Ю. Бюделя (1981), Л. Кинга (1950), Г. С. Ананьева (1976), Х. Луиса и К. Фишера (1979), Ю. П. Селиверстова (1989), Г. Ф. Уфимцева (1994) основываются на модели Пенка и либо почти не отличаются от нее (модели Бюделя, Луиса и Фишера), либо представляют собой обычно еще более запутанные варианты. Они не обосновывают кинематику параллельного отступления склонов, неверно показывают кинематику перемещения склонов. На их рисунках видно, что шовная точка перемещается не по горизонтали, как должно быть, а поднимается вверх или, наоборот, вниз без всякого на это обоснования. Предложена также модель денудационного развития сочленения «субвертикальный и субгоризонтальный склоны» (Селиверстов, 1989) (рис. 31). Подобное сочленение не будет функционировать, т. к. между этими склонами обязательно возникнет аккумуляция.

Тимофеев Д. А. (1979) считает, что в денудационном развитии склонов сочетаются их выполаживание и параллельное отступление, и утверждает, что конечным итогом как пенеппенизации, так и педиппенизации является формирование пологоволнистой денудационной равнины, и на

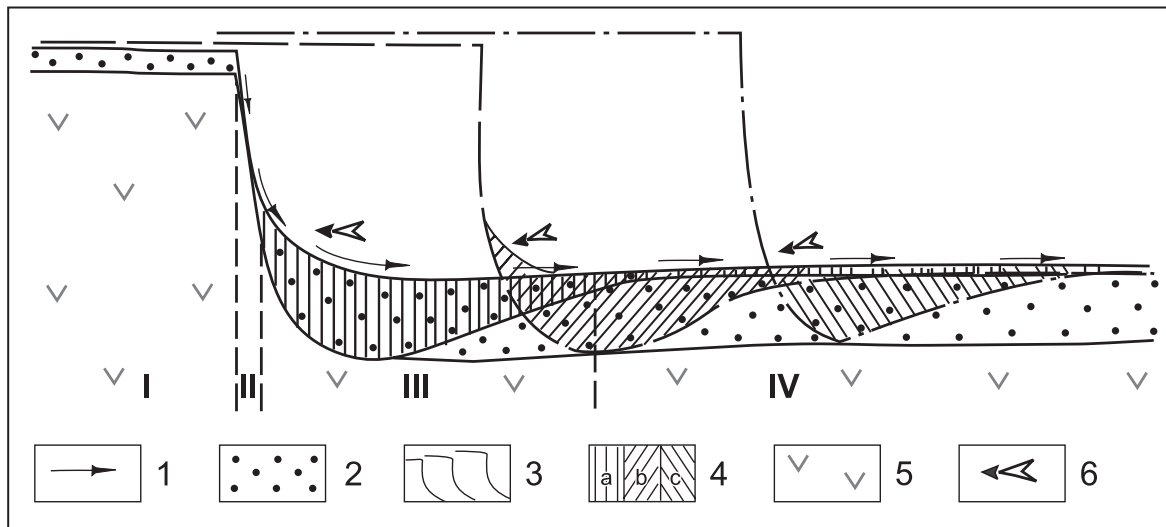


Рис. 31. Схема отступления крутого склона и образования педимента (Селиверстов, 1989): 1 – направление склонового смыва; 2 – кора выветривания; 3 – последовательность положений элементов георельефа; 4 – последовательность положения участков интенсивного выветривания; 5 – невыветрелые породы; 6 – направление действия регрессивной денудации. Элементы георельефа: I – педиплен; II – крутой склон; III – IV – педименты

последней «дряхлой» стадии развития педиплен Пенка морфологически не отличается от пенепплена Дэвиса. Тем самым концепции Пенка и Дэвиса примиряются (Тимофеев, 1979). Отмечу, что в политике, быть может, такой итог идеально хорош, но идеи в науке не нуждаются в подписании мирных договоров, а нуждаются в доказательствах.

Иные варианты развития склонов предлагает Ф. Анерт (1976, 1996 и др.), исследовавший денудационное развитие склонов с помощью компьютерных расчетов. Согласно его моделям, учитывающим множество различных условий (эрозионный врез, различные климатические условия и др.), первоначально прямолинейный склон в ходе своего развития должен превращаться в выпуклый, выпукло-вогнутый, вогнутый в зависимости от типа и хода действующих процессов (рис. 32). Автором

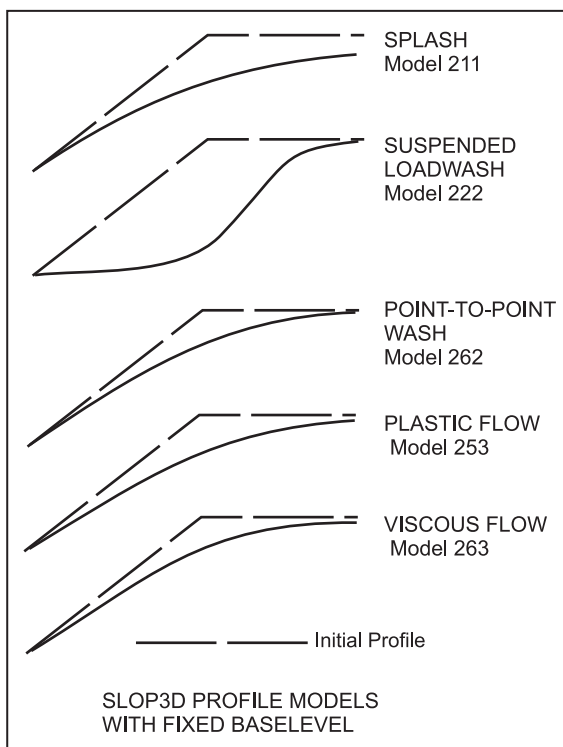


Рис. 32. Преобразования склоновых профилей в различных условиях (Ahnert, 1976)

были поставлены сложнейшие задачи, которые не имели элементарных основ для своего решения, которые решались без логичного физико-механического обоснования кинематики склоновых процессов, т. е. решались неправильно. В результате мы видим удивительные и чудесные преобразования склонов: из прямого в вогнутый в нижней части, затем опять в прямой, затем в вогнутый в верхней части, становящийся то круче, то положе, то почти горизонтальным в нижней своей части. Следуя моделям Анерта, говорить о каком-то закономерном развитии склонов нельзя, и ответы на многие важные вопросы образования и развития георельефа невозможны. Модели Ф. Анерта уничтожают геоморфологию как науку. Хорошо, что в этих моделях много математики и компьютерных мегабайтов, но нет правильного формально-логического обоснования, и их можно просто игнорировать. Учитывать различные условия развития георельефа, конечно, нужно, но это надо начинать делать после решения элементарных задач, основываясь на простых теоретических решениях, на выведенных законах и теоремах. Во всяком случае, таков был путь решения задач в физике и математике, и этот путь оказался правильным.

7. 3. Седиментационный георельеф (СР)

7. 3. 1. Определение, аксиомы и законы образования и развития СР

Второе главное царство склонов создается седиментацией. При этом образуются отложения-седименты, внешняя поверхность (рельеф) которых всегда конформна текстуре их слоистости. Примем, что **седиментационный георельеф (СР) – георельеф, образованный накоплением частиц горных пород и конформный слоям оформленных им горных пород.** Этому определению близко и определение И. С. Щукина (1946).

Из определения «седиментационный георельеф» допустимы следующие аксиомы свойств СР, условий его образования и существования:

1. СР образуется посредством седиментации частиц горных пород, сальдо баланса вещества при этом всегда положительное в каждой его точке.
2. СР является внешней конформной поверхностью седиментов (горных пород).
3. В ходе геологически непрерывного действия процесса аккумуляции склоны СР постоянно перемещаются (растут) вверх по вертикали, оставляя ниже слои конформных им седиментов. Здесь же постоянно действует уплотнение (литификация) седиментов.
4. Момент начала процесса аккумуляции является моментом образования СР и определяет его возраст. Возраст СР равен возрасту самого древнего (нижнего) конформного ему седимента.
5. При прекращении процесса аккумуляции склоны СР переходят в реликтовое состояние и сразу же подвергаются денудации. СР сохраняется до тех пор, пока не снесен последний конформный ему седимент. Форма склонов СР при этом не меняется, т. к. установлено, что денудация должна сохранять их самоподобие.

Казалось бы, седиментационный георельеф, перешедший в реликтовое состояние и подвергающийся денудации, правильнее было бы считать уже дизъюнктивным георельефом. Однако это не так. Процессы не создают георельеф. И на ДР могут временно идти процессы аккумуляции (выпадение пыли, намыв или напользание грунта, камнепад и др.), но если они не меняют дисконформное соотношение выделенного в данном масштабе дизъюнктивного склона с оформленными им геологическими телами, и продукты аккумуляции становятся составной частью лишь деятельного слоя, то дизъюнктивный склон сохраняет свой статус. Точно также нужно оценивать и генезис седиментационного георельефа: не по идущим на нем процессам, а по его соотношению с геологическими телами. Несмотря на денудацию, наоборот, с помощью ее СР может сохранять конформность текстуре оформленного им вещества и подобие своей первичной форме.

Как указывалось, момент образования седимента является также моментом образования седиментационного склона, тем самым возраст седиментационного склона датируется геологически точно. Однако момент окончания аккумуляции и роста седиментационного склона не может быть точно установлен, т. к. сразу же начинаются денудация и отступление склона. Седимент, который бы фиксировал окончание аккумуляции, отсутствует в принципе. Это важные уточнения свойств СР, которые найдут свое применение в морфостратиграфии.

Данные свойства позволяют всегда точно опознавать седиментационные склоны на местности. **Главный признак седиментационных склонов – это их конформное соотношение к текстуре-слоистости геологических тел.** Большинство этих склонов оформляет рыхлые отложения-седименты. Мощность седиментов при этом должна превышать максимально возможную мощность деятельного слоя, свойственного седиментационным склонам данной крутизны. Чем положе склон, тем тоньше его деятельный слой (глава 7. 2. 2.).

Вышеотмеченные формальные свойства СР позволяют сформулировать **законы кинематики седиментации геологических тел и изменения положения склонов, которые подвержены аккумуляции** (Бутвиловский, 1995).

Первый закон. При условии постоянного действия процессов аккумуляции изменение пространственного положения склонов СР происходит только равным вертикальным повышением каждой их точки. Вертикальное повышение (Н) каждой точки СР (рис. 33) выражается как

$$H' = H'' = H''',$$

где H' , H'' , H''' – величины вертикального повышения точек. При этом склоны СР перемещаются-наступают наружу (вверх) от точек своего зарождения параллельно самим себе по вертикали.

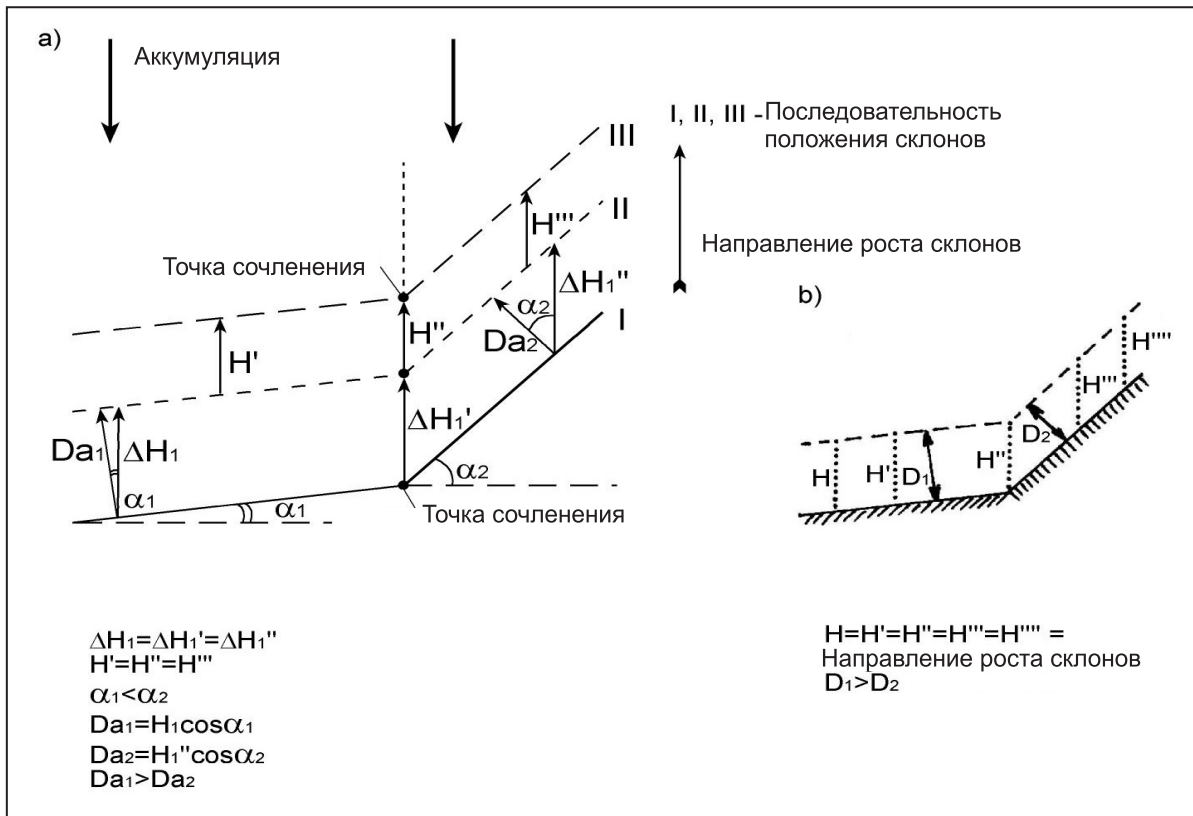


Рис. 33. а) – геометрическая модель кинематики развития седиментационных склонов в условиях непрерывной аккумуляции (объяснения в тексте);

б) – геометрическое доказательство 1 и 2-го законов аккумуляции через накопление одинакового количества одинаковых частиц на склонах различной крутизны

Если данный закон не будет выполняться, т. е. какая-то точка СР при аккумуляции не повысится вверх или повысится вверх на меньшее расстояние, чем другие, то выше нее сразу же возникнет вертикальный склон, который немедленно подвергнется денудации (рис. 34). Этого не должно быть, т. к. по условию задачи принято, что происходит только аккумуляция частиц. Следовательно, чтобы происходила лишь аккумуляция, нужно чтобы повышение каждой точки поверхности было одинаковым и между ними не возникала разность расстояний смещения вверх. Таково простейшее формально-логическое доказательство закона, который доказывается также геометрически и арифметически через сравнение отрезков пути и вычитание величин пройденных точками расстояний, или сравнения количества отложенных по вертикали частиц на склонах разной крутизны (рис. 33, б); 34).

Почему «поднимается» поверхность при накоплении оформляемого ею вещества? Это легко представить на ее геометрическом профиле. Если наложить на нее слой вещества, то внешняя поверхность сразу приобретет новое положение в пространстве, переместившись туда, где дополнительно появилось вещество, на величину вертикальной толщины нового слоя (рис. 33).

Нужно дополнить, что точки, соединяющие два смежных по высоте склона (перегиб линии профиля) следует выделить особо как «**точки сочленения**» (аналог шовным точкам). Плоскости выше и ниже расположенных смежных склонов также образуют перегиб, все точки сочленения которого вытягиваются в «**линию сочленения**» – согласную конформную границу оснований склонов. Линии сочленения должны иметь те же физические и кинематические свойства, что и их точки сочленения.

Доказательство первого закона аккумуляции седиментов для идеальных условий и типичных случаев легко выводится из геометрической модели-профиля СР (рис. 33). Докажем этот закон также методом от противного. Предположим обратное, что $H_1 \neq H_2$. Если крутой верхний склон поднимается в каждое мгновение на большую высоту, чем нижний пологий (рис. 34, случай 1), то в процессе аккумуляции между крутым и пологим склонами неизбежно возникнет субвертикальный склон-обрыв, составляющие частицы которого тут же начнут подвергаться отрыву и денудации, т. к. при наклоне 45° и более скатывающая сила частиц ($F_s = m \cdot g \cdot \sin \alpha$) превышает все остальные. Иначе говоря, аккумуляция частиц на таком крутом склоне физически невозможна. Чтобы не происходило денудации в ходе аккумуляции (согласно условию нашей задачи), всем точкам СР необходимо повышаться на

равные вертикальные расстояния. И это возможно не только при одинаковом количестве поступающего на склоны вещества. Даже если на более крутой склон будет поступать больше рыхлого вещества, то часть объема вещества будет сразу же сноситься с крутого верхнего склона на пологий нижний и тем самым компенсировать недостаток поступления вещества на пологий склон, обеспечивая повышение точек этого склона в единицу времени на такую же высоту, как и у крутого склона.

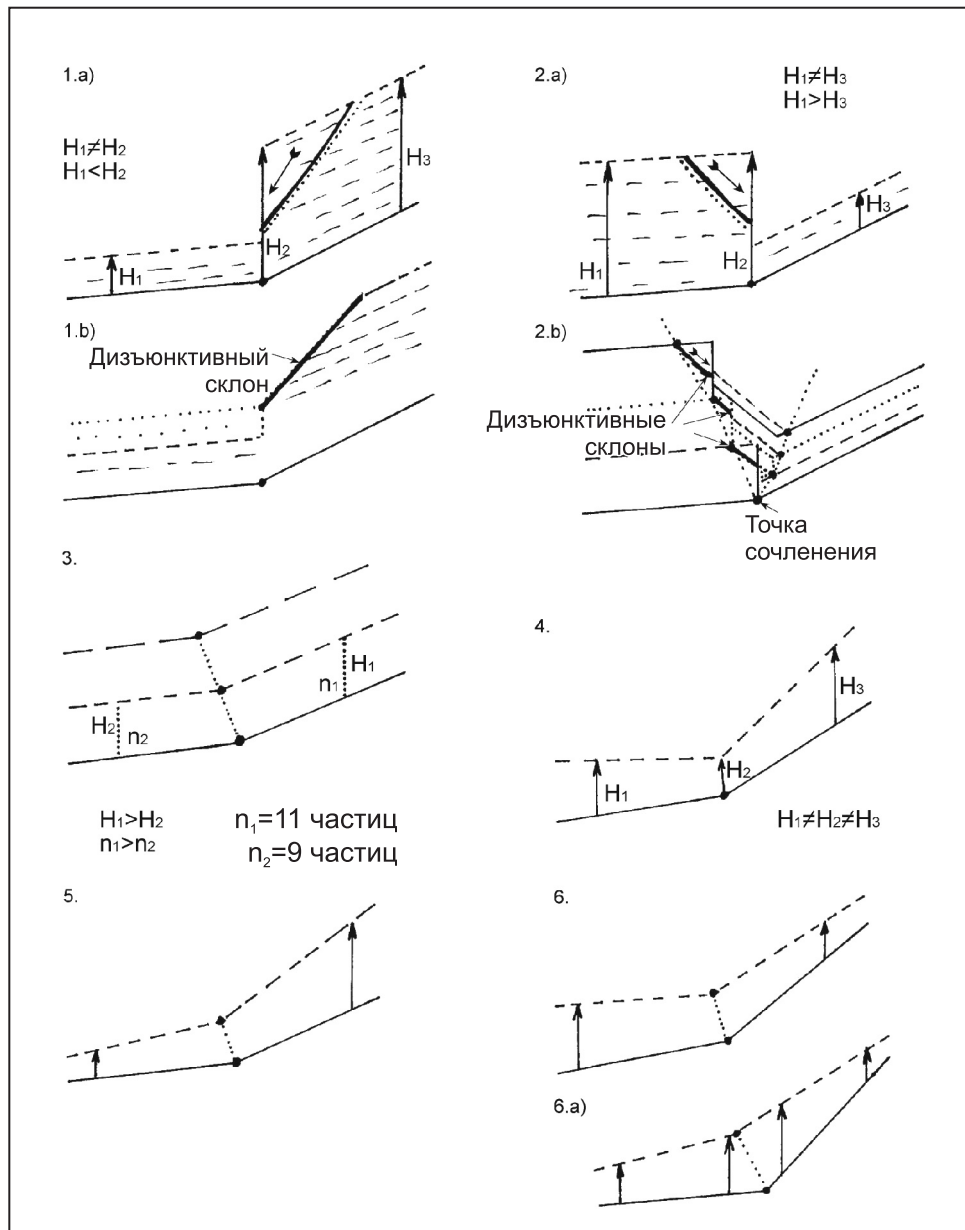


Рис. 34. Профильные модели невозможных вариантов развития седиментационных склонов H_1 , H_2 и H_3 для идеальных условий (объяснения в тексте)

Случай 2 (нижний пологий склон повышается на большую высоту, чем верхний крутой) при постоянном действии аккумуляции также невозможен. При реализации этого процесса произойдет большее повышение пологого склона. Между ним и крутым склоном возникнет на короткое время вертикальный склон, который сразу же подвергнется денудации и будет трансформироваться в **склон естественного откоса** (теоретически 45°). С ростом этого склона его нижняя точка (точка сочленения) будет «наступать» на самые нижние точки крутого склона и «перекрывать» их (см. детальную кинематику этого процесса на рис. 34, случай 2b). В результате произойдет отделение крутого склона от пологого крутым склоном естественного откоса. Бывшие смежные склоны станут противоположными, а в точке сочленения пологого склона и склона естественного откоса будет происходить денудация, что противоречит условиям нашей задачи. Следовательно большее повышение точек пологого склона чем для крутого невозможно при условии, что аккумуляция идет в каждой точке данного участка георельефа.

Случай 3 (оба склона повышаются параллельно самим себе, но при этом точка сочленения будет смещаться в сторону пологого склона) при одностипном процессе аккумуляции также невозможен физически (рис. 34). Дело в том, что при такой кинематике повышения точек склонов необходимо, чтобы количество частиц, выпадающих на каждую точку крутого склона в единицу времени, было гораздо больше, чем на каждую точку пологого склона, т. к. высота слоя частиц крутого склона больше, чем высота пологого склона ($H_1 > H_2$ и $n_1 > n_2$). Откуда же возьмется этот излишек частиц, если принято, что аккумуляция одинакова во всех точках? Взяться им неоткуда. Ясно, что и случай 3 совершенно невозможен.

Допустим, что при одностипном процессе аккумуляции повышение склонов идет непараллельно. Наша пара седиментационных склонов может геометрически измениться по трем вариантам (рис. 34, случаи 4, 5 и 6). Возможны ли эти изменения при такой аккумуляции? Нет. В случае 4 трансформация верхнего крутого склона в еще более крутой, а пологого в еще более пологий невозможна, т. к. возникнет денудация крутого склона, что недопустимо по условию задачи. Кроме того, необходимо большее поступление вещества на оба склона по сравнению с участком их сочленения, что также невозможно в данных условиях. В случае 5 трансформация верхнего крутого склона и нижнего пологого в еще более крутые недопустима, т. к. возникнет денудация в их выше расположенных частях, и также потребуются большее количество вещества для каждой вышерасположенной точки. В случае 6 трансформация верхнего крутого склона и нижнего пологого в более пологие склоны также невозможна, если принять, что аккумуляция в каждой точке СР одинакова. Но если она неодинакова, то подобная трансформация склонов возможна и не нарушает законы аккумуляции, что происходит, к примеру, при смене типа процесса аккумуляции на более интенсивный (озерная аккумуляция сменяется речной). То же можно сказать и о случае 6а, который может быть осуществлен в разных условиях аккумуляции (разный размер частиц и наиболее крупные аккумулируются в точке сочленения, резкое уменьшение скорости движущей среды, очень большое различие крутизны смежных склонов и т. д.). Но это более сложные варианты действия процессов аккумуляции, которые не противоречат выведенному закону и лишь уточняют его проявление в реальных условиях.

Рассмотрев все геометрически возможные варианты кинематики повышения СР в условиях одностипной денудации, можно прийти лишь к одному правильному: нарастание СР **возможно лишь при равном вертикальном повышении каждой своей точки**. Только такая кинематика не противоречит принятому и логически обоснованному статусу седиментационного георельефа, законам сохранения энергии и массы, законам механики и кинематики. Этот закон обуславливает способность каждого склона сохранять в ходе развития свою первично образованную геометрическую форму, а совокупности склонов – пространственно-временную структуру, т. е. оставаться подобным (но не равным) самим себе, перемещаясь (поднимаясь) в пространстве. Точки сочленения (линии) этих склонов также должны перемещаться только вверх по вертикали. Точки сочленения и шовные точки имеют принципиально различное кинематическое и физическое поведение, но они могут при смене процессов развития склона менять свой статус. Если, к примеру, прекратится аккумуляция и начнется денудация, то пункты сочленения должны начать вести себя как шовные точки и наоборот.

Этот закон в принципе также аналогичен первому закону механики Ньютона. В реальных условиях процессы аккумуляции неоднотипны и идут по-разному, поэтому на каждом профиле георельефа аккумуляция может идти с различной скоростью, что и объясняет неизбежное появление в ходе развития-нарастания СР «пликативных» (без подрезов), изогнутых в плане «деформаций» линий сочленения и образование **морфокомплексов** СР (совокупностей седиментационных склонов одинакового генезиса). По сравнению с ДР развитие СР направлено в противоположную сторону: вместо перемещения «внутри» горных пород происходит рост склонов вверх и одновременно латеральное перекрытие склонами СР склонов ДР (рис. 35, а).

Следует уточнить, что вертикальное **перемещение седиментационных склонов не приводит к одновременному перемещению их точек по латерали**, как казалось бы. По латерали происходит лишь перемещение несогласных наложенных границ и линий сочленения СР за счет появления новых точек в случаях, когда склон СР контактирует со склоном ДР или аккумуляция неравномерна по площади (рис. 35). Точно также горизонтальное перемещение точек склонов ДР не является их одновременным перемещением вниз по вертикали. Кажущееся вертикальное понижение части точек склонов ДР также является следствием перемещения границ этих склонов (шовных линий или несогласных срезающих границ) в случаях, когда склоны ДР контактируют со склонами СР и срезают их, или когда процессы денудации неравномерны по площади.

Второй закон. В ходе аккумуляции на более крутых склонах СР всегда накапливается менее мощный слой седиментов, чем на более пологих смежных склонах, причем истинная мощность слоя (D_a) обратно пропорциональна углу наклона (α) склона и определяется формулой:

$$D_a = H \cdot \cos \alpha,$$

где H – вертикальное повышение склона при аккумуляции (м), α – наклон склона, D_a – истинная мощность или толщина (расстояние между верхней и нижней границами-поверхностями слоя, перпендикулярное его внешней поверхности). Этот закон есть логическое и геометрическое следствие первого закона. Вывод формулы прост, ход рассуждений аналогичен выводу формулы второго закона денудации и легко воспринимается на модели-профиле как чисто геометрическое решение (рис. 33).

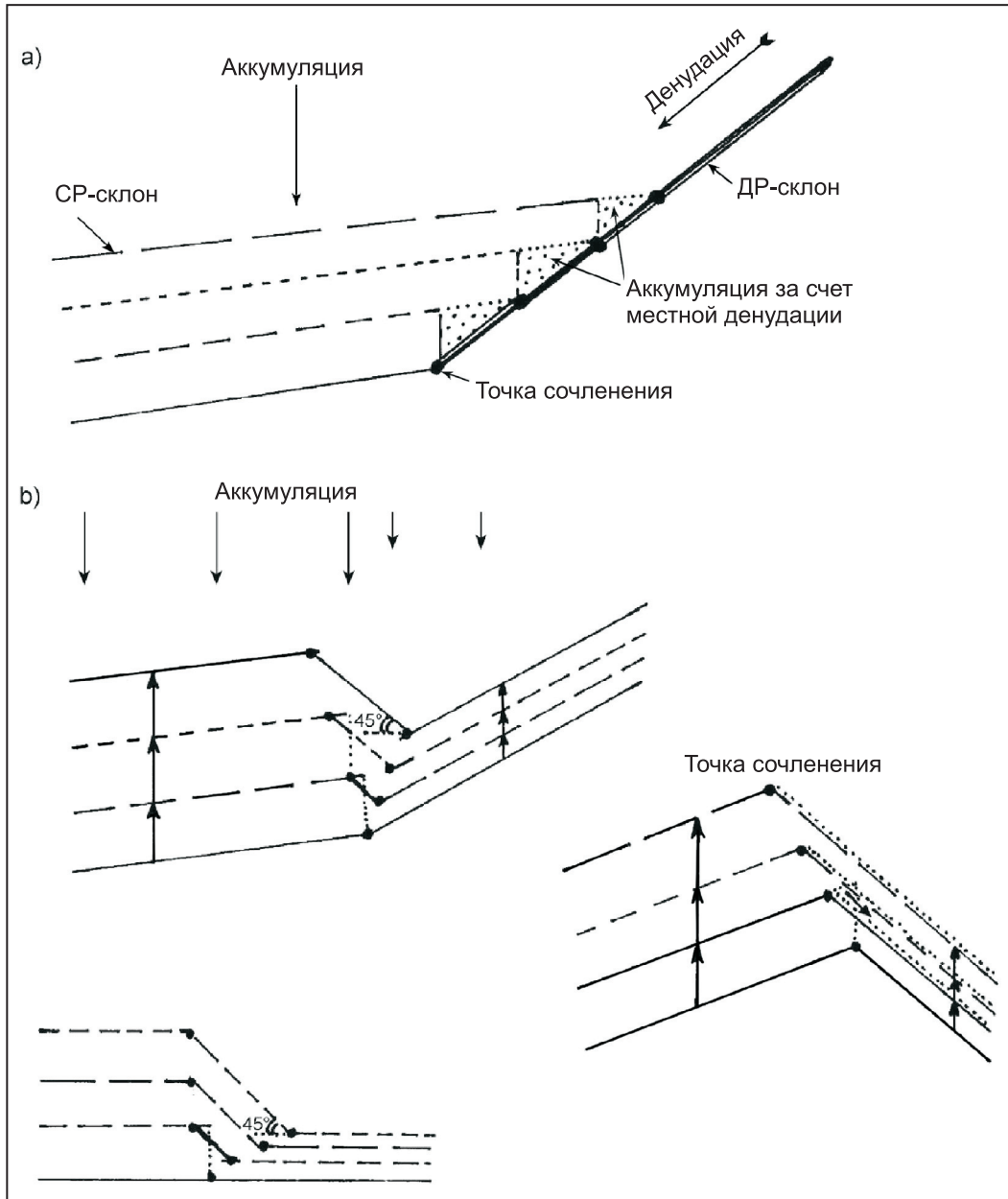


Рис. 35. Модели латерального смещения точек сочленения седиментационных склонов при различных скоростях аккумулятивных процессов (b) или при контакте с дизъюнктивным склоном (a)

Из прямоугольного треугольника LDH , который составляют отрезки L (поверхность склона) и D_a (истинная мощность накопленного слоя), расположенные к друг другу под прямым углом, и отрезок ΔH (вертикальный прирост склона), расположенный к отрезку D_a под углом α , следует, что количественное соотношение между D_a и ΔH равно косинусу угла α :

$$\frac{D_a}{H} = \cos \alpha$$

Отсюда следует, что истинная мощность (толщина) накапливаемого слоя D равна произведению косинуса угла наклона склона α на величину вертикального роста склона H :

$$D = H \cdot \cos \alpha.$$

При наклоне склона около 0° $D = H$, потому что $\cos 0^\circ = 1$. При наклоне $\approx 90^\circ$ D практически равно 0, хотя величина H может быть очень большой (сотни метров), потому что $\cos \approx 90^\circ \approx 0$. Для

того, чтобы некоторый склон при аккумуляции повысился на 100 м, необходима аккумуляция толщи седиментов также около 100 м, если угол наклона склона составляет около 0°. При угле наклона 60° для этого достаточно уже 50 м, а при угле 89° – всего **17 см**.

Второй закон уточняет действие первого закона. Он обосновывает возможность создания в структуре георельефа **«несогласий-наложений»**, локально искажающих самоподобие СР при смене типа и скорости процесса аккумуляции. **Несогласие в СР («наложение») – это участок локального наступания более быстро растущих склонов СР на смежные.** Оно осуществляется через возникновение на их контакте седиментационного склона с углом естественного откоса ($\approx 45^\circ$), который является противоположным обоим бывшим смежным склонам. Он растет, при этом расширяется за счет обоих соседних склонов и перемещает свои точки сочленения в противоположные стороны (рис. 35). Если склон СР растет и контактирует с вышерасположенным склоном ДР, то склон СР наступает на склон ДР, не изменяя своей формы, но увеличивая свое высотное положение, длину и ширину. Детальная кинематика этого процесса показана на модели-профиле (рис. 35, а). Такие геометрические соотношения склонов СР и склонов ДР многократно доказаны многочисленными эмпирическими наблюдениями стратиграфически несогласных налеганий геологических тел (Общая геология, 1976).

Третий закон. На одном вертикальном профиле величина аккумуляции на вышерасположенных склонах не может быть больше величины аккумуляции на нижерасположенных. В противном случае возникнет вертикальный уступ и начнется его денудация, что противоречит условиям задачи (доказательство аналогично доказательству первого закона). Надо подчеркнуть, что **величина аккумуляции вышерасположенных склонов может быть меньше, чем нижерасположенных.** Это дополнение позволяет объяснить возможное уменьшение величин аккумуляции на вышележащих склонах с течением времени, причем без нарушения первых двух законов. Третий закон уточняет действие первых и именно через него нейтрализуется в развитии СР неоднородность влияния факторов окружающей среды.

Однако что происходит с СР, когда прекращается аккумуляция? Ответ однозначен: продолжается уплотнение седиментов и сразу же начинается их денудация. Идут ли они закономерно? Несомненно. Законы денудации, сформулированные и доказанные в разделе «Дизъюнктивный георельеф» точно также действуют и на седиментационный георельеф, поэтому не будем их повторять. Применительно к СР следует сформулировать законы уплотнения седиментов и поведения склонов СР в ходе этого процесса.

В главе 5 было обосновано, что каждый участок земных недр подвергается воздействию силы тяжести и окружающей среды и, как следствие этого, изменяется. Изменения должны происходить и в седиментах, что подтверждается многочисленными геологическими наблюдениями (Общая геология, 1976). Многие седименты изначально обычно рыхлые, пористые, не имеют непрерывной (слитной) вещественной структуры. Рыхлые коры выветривания, к примеру, обладают пористостью от 35 до 55%, илы – 90-13%, пески – 48-17%, лесс – 59-35%, глины – 55-18% (Зорин, 1977). У некоторых эффузивов она достигает 50-60%, у карбонатов – 0,5-30%, интрузивных пород – 1-3%. Большая пористость седиментов обусловлена различными размерами и формами частиц горных пород, а также относительно низким давлением и температурой недр у земной поверхности. При аккумуляции и перекрытии их другими седиментами увеличивается нагрузка-давление на них, вследствие чего пустоты между частицами сдавливаются, и из них отжимаются газы и грунтовые воды. В результате толщина слоев седиментов постепенно уменьшается и происходит их уплотнение. При этом частицы горных пород перемещаются вниз, на место «захлопывающихся» пустот. Пористость свойственна всем грунтам (Сергеев, 1978), а «пустоты» в них бывают двух видов:

1. **Пустоты между обломками минералов и горных пород как следствие наложения друг на друга частиц разной формы и размера.** Идеально шарообразные равновеликие частицы в наиболее плотной ромбоэдрической упаковке всегда имеют между собой пустоты, объем которых равен 25,9 % от общего объема тела; наименее плотная упаковка таких частиц дает пористость 47,6 % (Справочник по литологии, 1983);
2. **Пустоты, обусловленные пленками гигроскопической воды,** обволакивающей частицы горных пород (Пенк, 1961; Сергеев, 1978). Толщина этой пленки (L) обычно примерно равна 1 микрону, но именно эта пленка разделяет частицы от непосредственного соприкосновения друг с другом в неуплотненной породе; и чем мельче частицы, тем более велик объем этой воды в седименте, тем больше в нем «пустоты» (до 15-60%).

Процесс уплотнения подтверждается многочисленными эмпирическими наблюдениями (Бадюкова, Лукьянова, 1976), но в геологии ему уделяют пока недостаточно внимания. «В принципе все осадки подвержены гравитационному давлению, эффект которого сказывается в основном в уменьшении объема породы и в оседании кровли пласта» (Уровень берега, 1978, с. 36). Величина

оседания зависит от веса нагрузки и от литологии пород. Галечники уплотняются слабо, пески больше, но значительно меньше глины и особенно торф. Скорости уплотнения достигают 10-30 см/год, в среднем же обычно гораздо меньше – 0,1-2 мм/год. Относительная вертикальная деформация (мм/м) или **модуль осадки** у практически несжимающихся грунтов (галечники) при давлении 0,3 Мпа составляет менее 1мм/м, у среднесжимаемых – 5-20 мм/м, сильносжимаемых (илы, глины) – больше 60-80 мм/м (Сергеев, 1978). К примеру, слой ила мощностью 10 м, перекрытый 15 м толщей седиментов, должен уплотниться не менее чем на 60 см. Это довольно много и может привести к значительным природным последствиям.

Итак, уплотнение – постоянно действующий процесс в недрах Земли. Но если бы здесь действовал только этот процесс, то Земля стремилась бы сжаться в точку. Этого не происходит, потому что действует и противоположающийся уплотнению процесс: **разуплотнение**. Оно является следствием разрушения текстуры-структуры ранее образованных пород в результате тектонического дробления, выветривания, плавления, т. е. когда вновь появляются промежутки между частицами геологических тел, иначе говоря, «пустота», поры, другое фазовое состояние. Возникают разуплотнения из-за различных движений земных недр, и особенно интенсивно при их поднятии. Об этом свидетельствуют многочисленные натурные наблюдения и измерения. И. А. Резанов (1977) сообщает, что объем трещин в зонах поднятий иногда больше, чем объем самих первичных пород. Снятие нагрузки приводит к упругому движению вверх, расслаиванию, деформации и скалыванию пород параллельно внешней поверхности (Ананьев, 1976; Шумилов, 1981). Разуплотнение горных пород на дневной поверхности происходит не только за счет снятия нагрузки, но и за счет их выветривания. Зону гипергенеза (выветривания) можно также назвать и зоной разуплотнения. Объем горных пород при их выветривании увеличивается в среднем на 51% (Войткевич, Закруткин, 1976).

Уплотнение и разуплотнение – два главных геофизических процесса развития земных недр. Эти процессы противоположны друг другу и всегда разобщены в пространстве, **ибо там, где идет уплотнение, там одновременно не может быть разуплотнения и наоборот**. Это аксиома динамической геологии. Из нее формально допустима другая аксиома, исходящая из закона сохранения масс и энергии: **в замкнутой системе земных недр усиление уплотнения в одном месте приводит к равному усилению разуплотнения в другом, т. е. они функционально прямо пропорционально связаны**. Определяет их динамику сила тяжести, создающая разность давлений на поверхности и на глубину земных недр. Эти процессы выражаются в определенной кинематике изменения параметров геологических тел и георельефа, которая описывается формально строгими законами (Бутвиловский, 1995; Butwilowski, 2001).

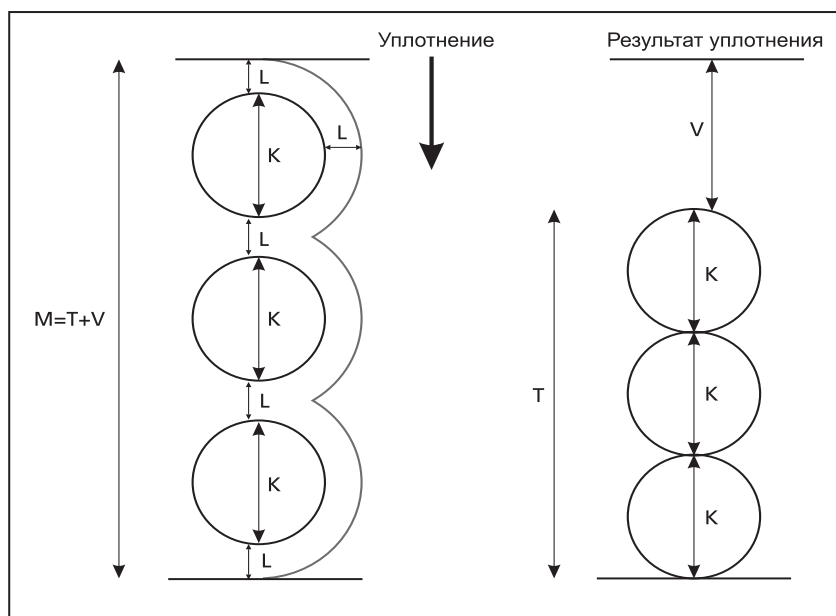


Рис. 36. Простейшая модель уплотнения колонны частиц горных пород (K) (объяснения в тексте)

Следствием уплотнения седиментов является понижение земной поверхности на участках седиментационного георельефа. Величина перемещения-понижения склонов равна величине уменьшения мощности слоев седиментов (рис. 36). Кинематика изменения положения седиментационных склонов описывается двумя дополнительными законами.

Четвертый закон. Вертикальное понижение СР при уплотнении оформленных им седиментов без нарушения статуса СР возможно только лишь при одинаковой величине вертикального понижения каждой его точки.

Если данный закон не будет выполняться, т. е. какая-то точка СР при уплотнении не понизится или понизится на меньшее расстояние, чем другие, то ниже нее сразу же возникнет вертикальный склон-разрыв, который немедленно подвергнется денудации (рис. 37, В). При этом образуется дизъюнктивный склон, и СР на данном участке потеряет свой статус, что не соответствует условию задачи. Следовательно, чтобы происходило лишь уплотнение и повсеместно сохранялась конформность СР слоям седиментов, нужно чтобы понижение каждой точки поверхности было одинаковым. Только при такой кинематике уплотнения сохранится статус СР. Таково простейшее формально-логическое доказательство закона, который доказывается также геометрически и арифметически через сравнение отрезков пути и вычитание величин пройденных точками расстояний (рис. 36, 37).

Этот закон в принципе также аналогичен первому закону механики Ньютона. Он обуславливает способность каждого склона сохранять в ходе развития свою первично образованную геометрическую форму, а совокупности склонов – пространственно-временную структуру, т. е. оставаться подобным (но не равным) самим себе, перемещаясь (опускаясь) в пространстве. В реальных условиях процессы уплотнения бывают неоднотипны и идут по-разному в зависимости от типа седиментов, поэтому уплотнение их может идти с различной скоростью, что и объясняет неизбежное появление в ходе развития СР «пликативных» (без подрезов), изогнутых в плане и профиле деформаций как слоев седиментов, так и склонов СР (рис. 37, В).

Пятый закон. Величина вертикального понижения (V_p) точек СР зависит от среднего размера (K) частиц оформленных СР отложений и вертикальной мощности (M) этих отложений и определяется для отдельного слоя седиментов по формуле:

$$V_p = M \left(\frac{L}{K+L} + \frac{N}{100\%} \right),$$

где L есть толщина слоя связанной с частицами воды (приблизительно около 1 мкм); N – величина общей пористости седимента (обычно от 0,4 до 90%).

Доказательство этого закона исходит из строения слоя седимента (как совокупности наложенных друг на друга частиц, разделенных между собой пленочной водой) и уже представленной кинематики их уплотнения (рис. 36). Уменьшение вертикальной мощности слоя (V_p) есть сумма сокращения расстояний между всеми частицами вследствие закрытия пор (V_n) и удаления гигроскопической воды (V_w): $V_p = V_n + V_w$. Уменьшение вертикальной мощности слоя за счет удаления воды пропорционально толщине водной пленки вокруг частиц (L) и количеству частиц, которые составляют толщину слоя. Количество частиц (n) определяется исходя из данных о величине вертикальной мощности слоя (M) и среднего размера (K) этих частиц, включая толщину пленки воды:

$$n = \frac{M}{K+L}$$

Уменьшение вертикальной мощности слоя равно произведению количества частиц на толщину водной пленки вокруг них и определяется формулой:

$$V_w = n \cdot L \quad \text{или} \quad V_w = \frac{L \cdot M}{K+L}$$

Уменьшение вертикальной мощности слоя из-за сокращения пор равно произведению вертикальной мощности слоя (принятого за 100%) и процентуального соотношения пористости N (%) слоя седимента. Это соотношение является мерой доли (коэффициент) уплотнения слоя, распространяемой на всю его мощность. Отсюда:

$$V_n = \frac{N \cdot M}{100}$$

Величина вертикального понижения внешней поверхности слоя (V_p) есть сумма обоих видов уплотнения седимента и равна:

$$V_p = V_n + V_w \quad \text{или} \quad V_p = \frac{L \cdot M}{K+L} + \frac{N \cdot M}{100} = M \left(\frac{L}{K+L} + \frac{N}{100} \right), \quad \text{что и требовалось доказать.}$$

Обычно подстилаются седиментационные склоны множеством слоев седиментов, поэтому общее их понижение должно рассчитываться как сумма понижений всех слоев (1, 2, 3, ... i):

$$V_{p \text{ общее}} = V_{p1} + V_{p2} + V_{p3} \dots + V_{pi}$$

Эти формулы позволяют рассчитать возможное понижение СР, уплотнение седиментов и теоретически возможную их мощность для «абсолютно» плотного их состояния. Четвертый и пятый законы справедливы и для седиментов. Развитие СР происходит в итоге

соответственно всем этим пяти законам, а также законам денудации в случае, когда участок подвергается поднятию, понижению базиса денудации и как следствие этого – денудации.

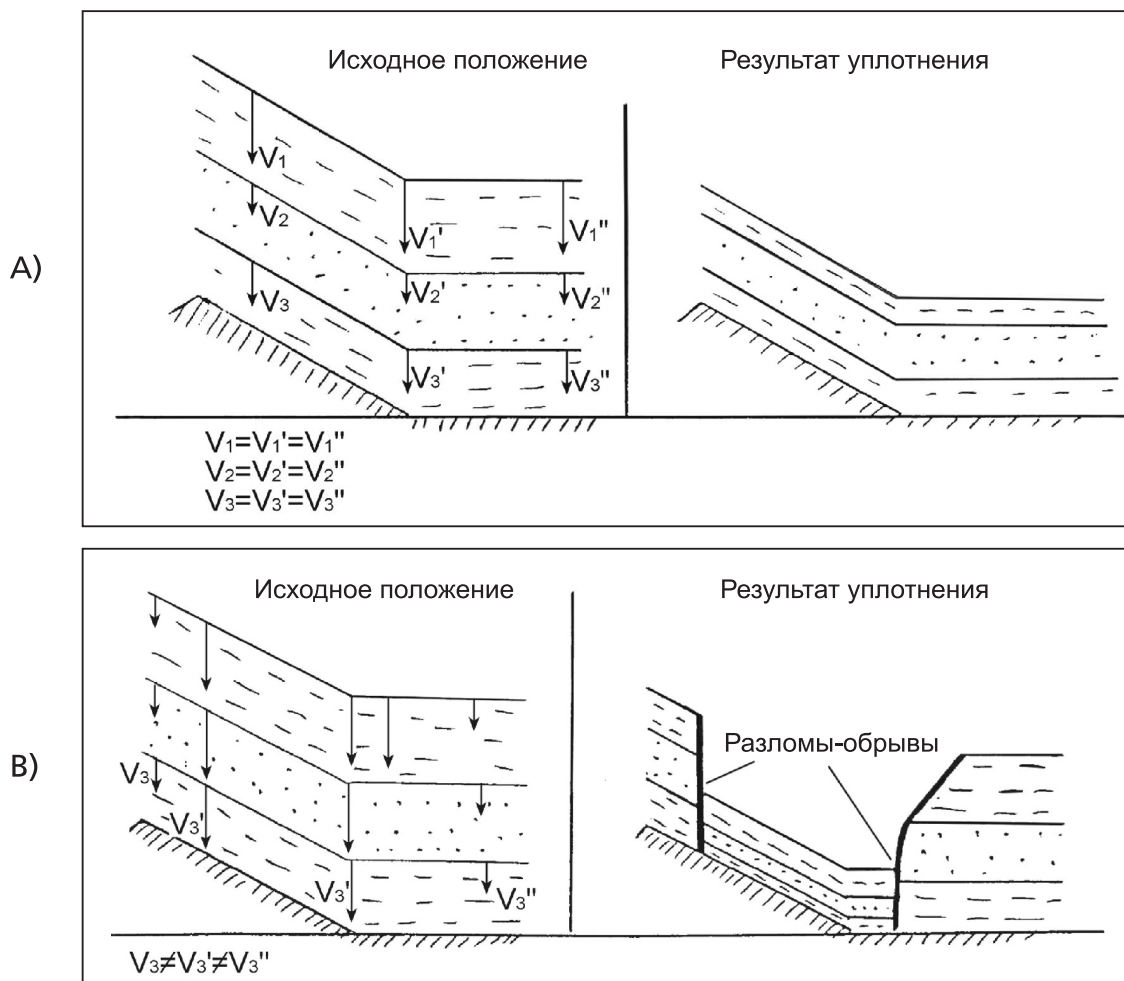


Рис. 37. Профильные модели кинематики уплотнения седиментов перемещения склонов СР:

- А) - кинематика уплотнения без нарушения статуса СР;
 В) - неодинаковое уплотнение и возникновение разрывов-обрывов

7. 3. 2. Аккумуляция в реальных условиях и эмпирические доказательства ее законов

Непосредственные наблюдения показывают, что аккумуляция идет в различных условиях и средах, с помощью различных сил и разными способами. Установлено, что ее ход при прочих равных условиях зависит от величины наклона склонов СР и размеров перемещаемых движущими средами частиц геологического вещества. Чем положе наклон, тем более мощный слой отложений может накопиться за единицу времени. Причем рыхлые отложения-седименты обычно не могут накапливаться на склонах круче угла естественного откоса (круче $40-45^\circ$). Накопление на более крутых поверхностях или с созданием более крутых поверхностей возможно лишь в особых условиях и посредством химических процессов (кристаллизации вещества из растворов и расплавов).

Обычно чем крупнее переносимые частицы и сильнее физические и химические связи между ними, тем быстрее и на более крутом склоне они остановятся, выпадут из движущейся среды в осадок, будут аккумулярованы. Чем быстрее движется действующая на литосферу среда, чем она мощнее и плотнее, тем более крупные частицы она может отрывать от литосферы, тем большее количество частиц она может переносить в единице своего объема и тем самым большее количество их и с большей скоростью может осаждаться при уменьшении ее скорости.

Поведение частиц в жидких, газообразных и, возможно, в пластичных (ледниковых и грунтовых) средах в общем подчиняется закону Архимеда (закону выталкивания частиц из среды, «плавучести» частиц) и закону Стокса (закону падения-опускания частиц в среде, «гидравлической крупности» частиц). Эти законы известны из школьной физики, поэтому не обязательно представлять их здесь подробнее. Отмечу, что скорость падения или, наоборот, подъема частиц зависит от их плотности,

размеров, формы и скорости движения среды. Скорость падения тем больше, чем плотнее (тяжелее), круглее, крупнее частицы (если они плотнее среды) и чем медленнее движется среда. Скорость подъема тем больше, чем легче, уплощеннее и больше частицы (последнее верно в том случае, если плотность частиц равна плотности среды или меньше ее) и чем быстрее движется среда. Чем быстрее движется среда, тем больше становится ее **турбулентность** (вихреобразование; движения, направленные в разные стороны и прежде всего вверх). За счет увеличения турбулентности происходит подъем частиц, выброс их даже на поверхность движущейся среды или за ее пределы, например, выброс глыб и валунов в воздух из селевого потока (Виноградов, 1980).

Именно движение и перенос частиц (транспорт) предшествует их аккумуляции. **Форма и кинематика движения среды и частиц вместе с ней определяют форму и способ аккумуляции, форму и генезис седиментационного георельефа.** В принципе, аккумуляция отложений, составной частью которой являются и процессы движения-перемещения частиц, есть различные способы и геометрические формы соединения-сочленения различных частиц горных пород друг с другом при помощи силы тяжести, при изменении движения сред, их температуры и физико-химических состояний. В результате частицы опускаются на твердую поверхность других горных пород или химически присоединяются к этим породам. Накопление частиц происходит прежде всего в точках низин, ниже линий базисов денудации, в местах сочленения склонов, разница крутизны которых превосходит допустимую разницу крутизны между двумя стадиями трансформации ДР.

Удивительно, но данных измерений хода и скорости процессов аккумуляции в различных условиях СР, данных, которые позволяли бы представить эти процессы для конкретного площадного участка различных смежных склонов СР, почти нет. Геологи исследуют в основном древние горные породы, геоморфологи и почвоведы обычно изучают и оценивают денудацию почво-грунтов, но не их аккумуляцию. Пожалуй, лишь для днищ озер и морей были проведены многолетние стационарные наблюдения за аккумуляцией седиментов и получены многочисленные количественные данные о ее скоростях и особенностях (Наливкин, 1956; Лисицын, 1974; Рейнек, Сингх, 1980; Романовский, 1985; и др.). Имеются также многочисленные данные о величинах аккумуляции за время геологически мгновенных экстремальных явлений (обвалов, селей, наводнений, вулканических извержений и т. д.). Диапазон установленных скоростей и величин очень велик, однако эти данные зачастую не годятся для оценки обычных процессов аккумуляции для различных участков СР. Данные стационарных многолетних наблюдений аккумуляции в водоемах характеризуют лишь точки наблюдения в СР, но не площади его разноориентированных и разнонаклоненных склонов. По крайней мере, мне почти неизвестны данные измерений аккумуляции, которые были применимы для эмпирического подтверждения или опровержения вышеназванных законов аккумуляции. Предстоит еще провести соответствующие наблюдения, сделать которые в пределах суши будет весьма трудно из-за господства здесь денудации. Считаю, что для достижения этой цели проще осуществить серию лабораторных экспериментов, но это уже другая тема.

И все же реальность действия законов аккумуляции и денудации на СР имеет эмпирические подтверждения. В качестве примера приведу данные эксперимента о ходе процесса аккумуляции на различных склонах конуса выноса, проведенном при промывке россыпи золота на одном из месторождений Дальнего Востока России. Отмечается, что **после образования устойчивой формы конуса выноса облик профилей его склонов не меняется в ходе накопления обломочного материала. «В результате склоны постепенно раздвигаются, форма растет в высоту и ширину, оставаясь морфологически подобной самой себе»** (Поздняков, Черванев, 1990, с. 81). Поздняков А. В., Черванев И. Г. (1990) отмечают, что таков же механизм аккумуляции вулканических конусов. Причем они подчеркивают, что и **денудация этих седиментационных конусов идет также с сохранением геометрического подобия склонов конусов самим себе.** С помощью геологических наблюдений они установили, что олигоценовый стратовулкан на Сахалине представляет собой в настоящее время гору высотой 120 м со склонами крутизной 22-25°, которая, несмотря на глубокий (2000 м) денудационный срез, **сохранила подобие своей прежней формы.** При этом склоны вулканической горы отступили и понизились на 1-2 км (первичный облик склонов фрагментарно устанавливается в обнажениях сохранившихся от денудации контактов вулкаников с другими горными породами) (Поздняков, Черванев, 1990).

Воздействие на седиментационный георельеф внешней окружающей среды не будет рассматриваться в этом разделе подробно. Когда прекращается аккумуляция, и СР переходит в состояние денудационного развития, то воздействие внешней среды на него, в принципе, точно такое же, как и воздействие ее на ДР, которое уже было рассмотрено в разделе 7. 2. 5. Также, как и для ДР, можно и для СР сделать заключение о том, что **сами склоны СР также преломляют, приспособливают под свои геометрические параметры геофизическую среду так, чтобы иметь возможность наращиваться-повышаться согласно законам аккумуляции или же отступать-уменьшаться согласно законам денудации.** К примеру, на пологих склонах количество

выпадающих в осадок частиц на единицу площади обычно больше, чем на крутых, но для того, чтобы крутым склонам повыситься на ту же величину, что и пологим, нужно меньшее количество частиц, чем пологим склонам, и т. д. Подчеркну однако, что эти заключения, несмотря на свою очевидность, требуют специальных наблюдений и экспериментальных исследований.

Итак, наращивание-повышение СР стремится следовать установленным законам аккумуляции и использует для этого вышеназванные способы. Но возможно и нарушение или осложнение действия законов аккумуляции. Оно связано с изменениями и неоднородностями субстрата литосферы и среды, окружающей георельеф, что приводит обычно к появлению в СР локальных несогласий-наложений, к искажениям идеального самоподобия СР и к появлению в нем совершенно новых, причем крутых склонов, которые необходимы для сохранения статуса СР и его топологии (более крутой склон остается всегда более крутым). При смене среды или динамики ее действия изменяется и интенсивность аккумуляции. Этот вывод подтверждают многочисленные эмпирические оценки и измерения скорости аккумуляции седиментов. К примеру, в приледниковых озерах скорости аккумуляции в десятки раз больше, чем скорости аккумуляции в аналогичных по размерам озерах умеренной лесной зоны, и в сотни раз больше, чем в озерах степей и полупустынь (Бутвиловский, 1993; и др.). Подобное заключение подтверждают и данные таблицы 4, которые показывают, что средние значения твердого стока (величины будущей аккумуляции) из бассейнов и малых, и больших рек отличаются друг от друга в пределах одной климатической зоны не более чем в 2-4 раза, но вот в разных климатических зонах – до 70 раз! Это подтверждают и данные таблицы 5.

Выше отмечалось, что само зарождение седиментационного георельефа связано исключительно с движением вещества литосферы, которое зарождается разуплотнением земных недр, трансформируется в денудацию и латеральные потоки вещества. **Создают горные породы и седиментационный георельеф прежде всего частицы вещества.** Эти перемещаемые частицы становятся составной частью внешних движущих сред и при изменении свойств и динамики сред выпадают из них и останавливают свое латеральное движение. Но для того, чтобы это где-то происходило, нужно чтобы вещество откуда-то поступало и перемещалось. Иначе говоря, акт зарождения седиментационного склона связан с денудацией литосферы через форму, кинематику и динамику транспорта вещества. Аккумуляция в данном месте означает прекращение денудации в этом же месте. Соответственно закону сохранения вещества и энергии исчезновение одного есть обязательное появление другого. В данном случае, при прекращении движения частиц вещества рождается новое вещество, содержание и форма которого напрямую связаны с тем, **какое двигалось вещество и каким способом.**

Форма-способ перемещения и направление этого потока частиц до их полной остановки в горизонтальном направлении является периодом эмбрионального преобразования (трансформации) движущихся частиц и создаваемых ими седиментов. **Способ-форма движения вещества определяет текстуру вещества и его георельеф.** Этих способов всего 5 и каждый сменяет другой по мере ослабления динамики потока, начинаясь с вертикального движения вверх, переходя в различные способы-формы латерального движения (волочения мощным слоем, сальтацией частиц, перекачиванием частиц, насыпанием по углу естественного откоса) и заканчиваясь вертикальным движением-осаждением частиц вниз в условиях, когда внешняя среда почти неподвижна. Их характеристика будет дана ниже. Здесь же отмечу, что процессы денудации и аккумуляции в период трансформации частиц вещества движущихся потоков действуют совместно, создавая прообраз седиментов и их седиментационного георельефа. Выше было отмечено, что подобным образом они действуют и при трансформации склонов ДР. Иначе говоря, **эти процессы совместно работают и над изменением формы частиц, и над изменением формы внешней поверхности горных пород.**

При трансформации георельефа создается парадоксальная ситуация. Совместно друг с другом существуют дизъюнктивные и седиментационные склоны, которые постоянно стремятся и изменяют свою форму и границы, но не стремятся сохранить самоподобие. Одним и тем же по величине (по высоте) остается лишь пространство, в рамках которого идут эти изменения склонов. Эта ситуация может быть решена по-разному. На трансформируемом участке георельефа может «родиться» **(полностью занять все его пространство)** или седиментационный склон, или дизъюнктивный. Определяют это вертикальные тектонические движения литосферы (разуплотнение или уплотнение земных недр), изменяющие высотное положение базиса денудации для данного участка георельефа. Если участок георельефа поднимется, и относительно опустится его базис денудации, то весь участок превратится в дизъюнктивный. Если участок опустится и повысится его базис денудации, то на всю высоту поднятия базиса денудации возникнут седиментационные склоны. Если не будет никаких относительных перемещений участка, то продолжится процесс трансформации его поверхности, в которой выделяются временные (непостоянные, изменяющиеся) склоны СР и ДР.

Эмпирические наблюдения показывают, что склоны СР геометрически разнообразны, но преимущественно пологие. В ходе постоянного процесса аккумуляции СР стремится к увеличению крутизны своих склонов (особенно на вулканах), **стремясь, но никогда не достигая вертикали**. Преимущественно рыхлый субстрат СР определяет чрезвычайную подвижность СР в пространстве, способность его при изменении условий внешней среды и высоты базиса денудации очень быстро (геологически мгновенно) трансформироваться, изменять свой облик и структуру, уничтожаться в одних местах и появляться в других. Динамику наращивания-повышения склонов СР позволяет оценить текстура оформленных ими геологических тел и форма сочетаний склонов СР. Чем крупнее склоны и круче они наклонены, сложнее текстура отложений и структура СР (разнообразие наклонов и ориентировок), тем интенсивнее шли процессы аккумуляции. Известно, что субгоризонтальные глинистые равнины создаются и наращиваются, к примеру, гораздо медленнее, нежели холмисто-котловинный морфокомплекс глыбовых склонов обвалов или глыбовых шлейфов.

7. 4. Геологические процессы и явления

Важно определить и типизировать все разнообразие способов, механизмов и процессов развития георельефа. Как уже отмечалось, имеется два принципиально разных способа возникновения склонов: созданные посредством разрыва горных пород (дизъюнкции) и посредством соединения-накопления частиц горных пород (седиментации). Каждый тип необходимо представить отдельно.

7. 4. 1. Дизъюнктивные геологические явления (процессы)

Кинематика трансформации и образования дизъюнктивных склонов рассмотрена выше. Необходимо дополнительно установить и систематизировать генетическое разнообразие склонов-обрывов как следствий разрывов-смещений горных пород.

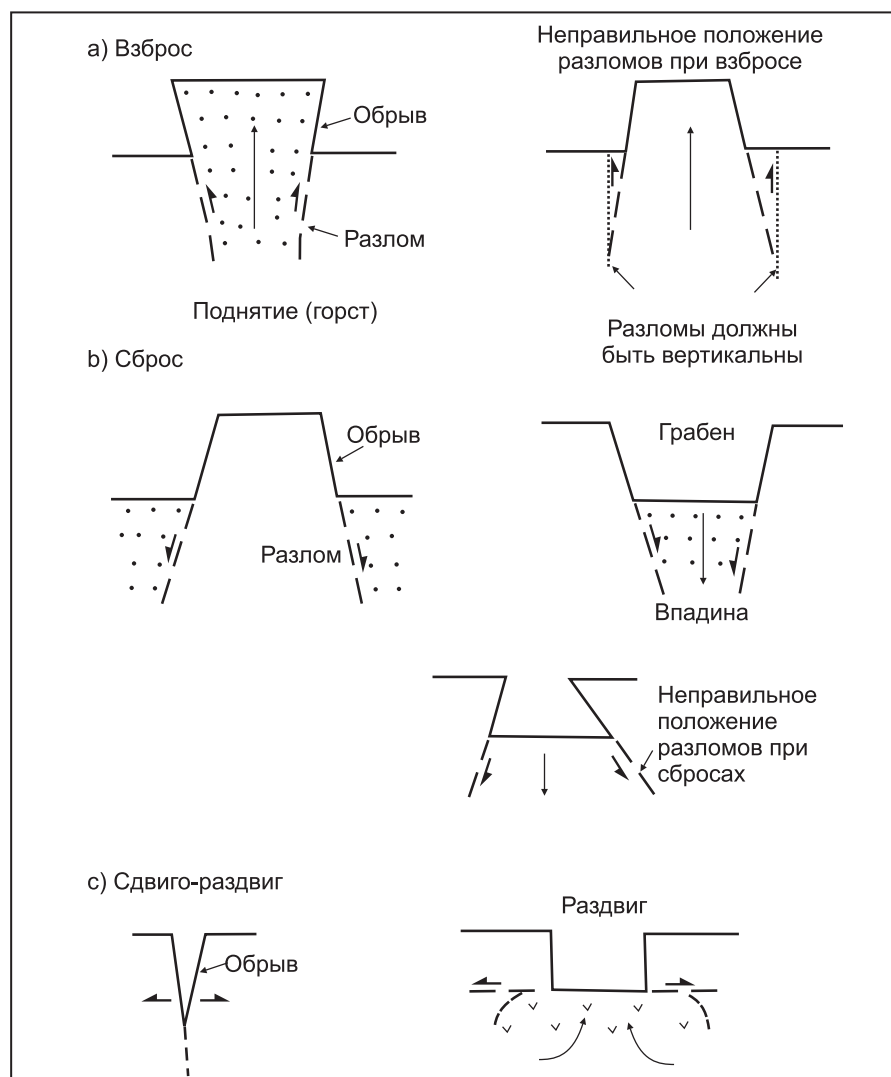


Рис. 38. Движения блоков литосферы и возникновение дизъюнктивных обрывов

Согласно геологическим данным и наблюдениям, **разрывы земных недр и появление в георельефе новых склонов-обрывов происходят в результате фазовых переходов вещества недр** (таяния-замерзания, растворения-кристаллизации, расплавления-кристаллизации, испарения-конденсации-кристаллизации), иначе говоря, в ходе действия и борьбы уплотнения и разуплотнения. Действие обоих процессов направлено по вертикали и поэтому наклоны возникающих разрывов литосферы (скалывания и отрыва) обычно круче 40-45°, а чаще субвертикальны. В одном месте вещество уплотняется, в другом разуплотняется, **но только на границе действия этих процессов возникает разрыв**. Само по себе уплотнение не способно создать разрыв, а разуплотнение может произвести лишь дробление (трещинообразование) вещества земных недр, но не создать дизъюнктивный склон.

Возникновение новых обрывов происходит обычно при медленных изменениях физического состояния вещества земных недр, которые сопровождаются нечастым, но резким сейсмическим подъемом или опусканием участка земных недр и субвертикальными разрывами геологических тел на краях движущегося блока. Такой разрыв-смещение геологи называют **«взбросом»** (при движении вверх), **«сбросом»** (при движении вниз) или **«раздвигом»** (при движении в стороны), а блоки литосферы соответственно «горстом», «грабеном» или «раздвигом» (рис. 38). Изменения состояния вещества, вызывающие эти движения блоков, могут быть **криогенными** (переход воды в лед), **литогенными** (соседство разных по плотности и вязкости пород: глина и соль, к примеру), **пневматогенными** (газы и твердые породы), **флювиогенными** (жидкости и твердые породы), **магматогенными** (жидкая магма и твердые породы). При этом вещество, которое послужило причиной перемещения блока, остается внутри земных недр. Первые четыре типа явлений проявляются довольно редко и имеют весьма малые размеры. Большинство взбросов, сбросов и сдвиго-раздвигов вызываются магматогенными изменениями вещества земных недр. Смещения горных пород в недрах обычно обозначают общим термином **«тектонические нарушения»**. Следуя традиции, назовем их **«тектоническими»**, но по возможности необходимо уточнять их генезис, что возможно лишь в том случае, если обрыв не подвергся трансформации или на поверхность выведены породы, явившиеся причиной движения. Посредством взбросов, сбросов и раздвигов в георельефе возникают отдельные весьма протяженные поднятия (горсты), впадины (грабены) или рифтовые долины. Склоны этих поднятий или впадин различны по форме и разновозрастны.

Движение вещества недр за счет изменения фазовых состояний может происходить и очень быстро. Возможен взрыв или образование огромных пустот внутри земных недр и экстремально быстрое движение участка литосферы вверх (**эксплозия**) или вниз (**обрушение**) (к примеру, при вулканическом извержении). Возникшие при этом разрывы-обрывы различны по форме, но одинаковы по возрасту и могут быть генетически обозначены как **эксплозивные** и **обрушенные** склоны. Вследствие эксплозии создается обычно участок ДР, представляющий собой изолированный изометричный **кратер** (углубление) и замкнутую геоморфологическую систему. Обрушения в полые камеры недр или пещеры создают **кальдеры** или **карстовые воронки**. Подобное рельефообразование может быть вызвано **криогенными, литогенными, пневматогенными, флювиогенными, магматогенными** фазовыми изменениями вещества недр, причем первые четыре типа являются в земных условиях весьма редкими и малыми явлениями. Большинство эксплозий и обрушений вызываются магматогенными изменениями. Такие смещения горных пород обычно обозначают общим термином **«вулканогенные нарушения»**, генезис которых по возможности следует уточнять. Тектонические и вулканогенные геологические явления есть следствия **эндогенных** процессов (обусловленных внутренними изменениями недр).

7. 4. 2. Денудационные геологические процессы и их выражение в георельефе

Явления смещения и разрыва геологических тел, обуславливающие возникновение дизъюнктивных склонов, несомненно отличаются от собственно денудационных процессов, которые действуют на уже возникших дизъюнктивных склонах или обрывах. **Денудационные процессы – это экзогенные (внешние) процессы**. Перемещение частиц вещества по поверхности идет двумя типами: **отрывом отдельных частиц от горных пород движущейся внешней средой** (льдом, водой, воздухом) и **движением совокупности твердых частиц (потока частиц) как подвижной среды**. В первом случае частицы становятся на некоторое время составной частью движущейся среды. Во втором случае частицы не теряют связи с литосферой и являются ее составной частью, той, которая обозначается как деятельный слой.

Движение в виде деятельного слоя обычно происходит на крутонаклонных склонах при изменении физико-механических свойств толщи рыхлых и пластичных отложений, которая при температурных колебаниях, изменении влажности и сейсмических толчках периодически или непериодически теряет равновесие на склоне и движется вниз под действием силы тяжести в

виде потока вещества, совершая множество кратковременных отрывов частиц на контакте с неподвижными породами и относительно друг друга. Это движение твердых частиц в принципе сходно с движением жидкости, идет ламинарно или турбулентно, пульсационно-неравномерно на фоне «непрерывного» течения и способно само, как движущаяся среда, производить работу по отрыву частиц от неподвижного коренного ложа.

Оба типа движения могут происходить на одной и той же поверхности одновременно. На многих крутых склонах частицы горных пород перемещаются и как деятельный слой, и отрывом отдельных частиц от этого деятельного слоя с помощью внешней движущейся среды. Отрыв частиц от геологических тел с помощью движущихся внешних сред происходит пятью способами:

1. В результате химического растворения, расплавления и испарения частиц (**коррозия**) (законы химии и теплофизики).
2. В результате трения движимых средой твердых частиц и трения самой среды о горные породы (**корразия**) (соответственно законам Ньютона).
3. В результате турбулентного вращения и трения движимых средой твердых частиц о горные породы (**эворзия**) (соответственно законам гидравлики).
4. В результате создания резких перепадов давления среды вокруг неровностей георельефа в ходе движения этой среды (**кавитация**) (по закону Бернулли).
5. В результате ударов падающих тел о земную поверхность (**коллизия**).

Эмпирические наблюдения показали, что второй способ денудации (корразия) сглаживает, шлифует и выравнивает неровности. Третий и четвертый (эворзия и кавитация), отрывая частицы горных пород, **наоборот поддерживают и даже увеличивают шероховатость и неровность георельефа** точно также как и пятый способ (коллизия). Первый (коррозия) действует избирательно, согласно свойствам растворимости или плавления-испарения горных пород и их состоянию (нагреву или охлаждению) и способствует образованию отдельных ям, ложбин, котловин, крутосклонных горок-останцов, гряд (рис. 39).

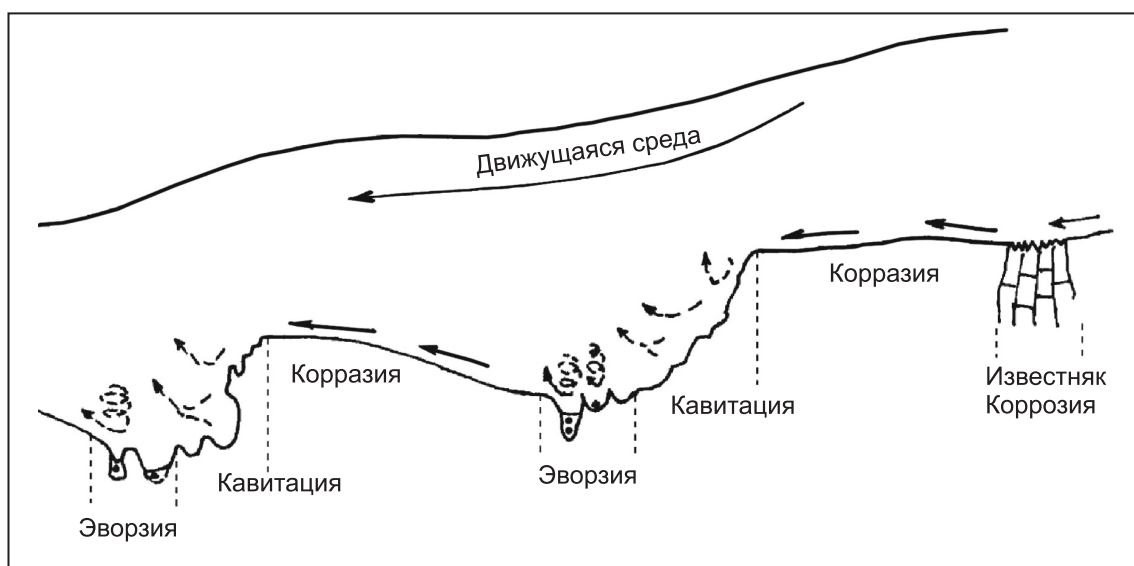


Рис. 39. *Формы движения и способы денудационного воздействия движущихся сред на неровности георельефа*

Процессы коррозии (карст, термокарст) достаточно хорошо описаны в учебной геологической литературе (Общая геология, 1976), поэтому в дополнительной характеристике они не нуждаются. Механизм действия процессов корразии и кавитации следует описать подробнее, т. к. их характеристика в учебных пособиях представлена обычно недостаточно полно.

Что же происходит на контакте «движущаяся среда – шероховатое ложе»? Набегающий на выступ ложа поток среды ударяет в выступ, скользит по нему, огибает его выпуклую к направлению движения часть (рис. 39), расходуя энергию на преодоление трения вокруг этой части выступа горных пород и производя на него лобовое давление (фронтальную силу). Эта сила складывается из статического давления (прямо пропорционального толщине среды – $m \cdot g \cdot h$) и силы давления струи потока на выступ (прямо пропорционального ее скорости – $m \cdot v^2/2$). В этой ситуации среда и выступ входят в непосредственный физико-химический контакт. Подвижная среда, перемещаясь по поверхности неподвижного выступа, не может делать этого без трения, потому что она часто

вступает в жесткие физико-химические связи с поверхностью вещества выступа (почти непрерывно «прилипает» к ней) и тут же часто и резко рвет эти связи, т. к. движется. Этот разрыв связей сопровождается отрывом мелких частиц вещества выступа. Чем неровнее выступ литосферы, тем сильнее трение среды о него. Она сильнее «зацепляется» за резко выступающие его части, сильнее действует на них, быстрее их истирает (шлифует и царапает) и, в конечном счете, **стремится сгладить все шероховатости выступа, чтобы испытывать наименьшее трение и энергозатраты при скольжении по нему** – ведь стремление производить действие с наименьшими затратами энергии есть основной закон работы любого природного процесса. И любая среда при своем перемещении (работе) следует ему, преобразовывая для этого геометрическую форму своего контакта с поверхностью горных пород. Сама неровность способствует этому, ибо согласно закону Бернулли движение среды всегда ускоряется, когда сталкивается с препятствием. Такой тип денудационных процессов называют **«коррозия»** (шлифовка и царапание). Ее действие возможно обычно только на той части неровности, которая наклонена противоположно направлению движения среды (так называемая «наветренная» сторона или **проксимальный склон**) (рис. 39).

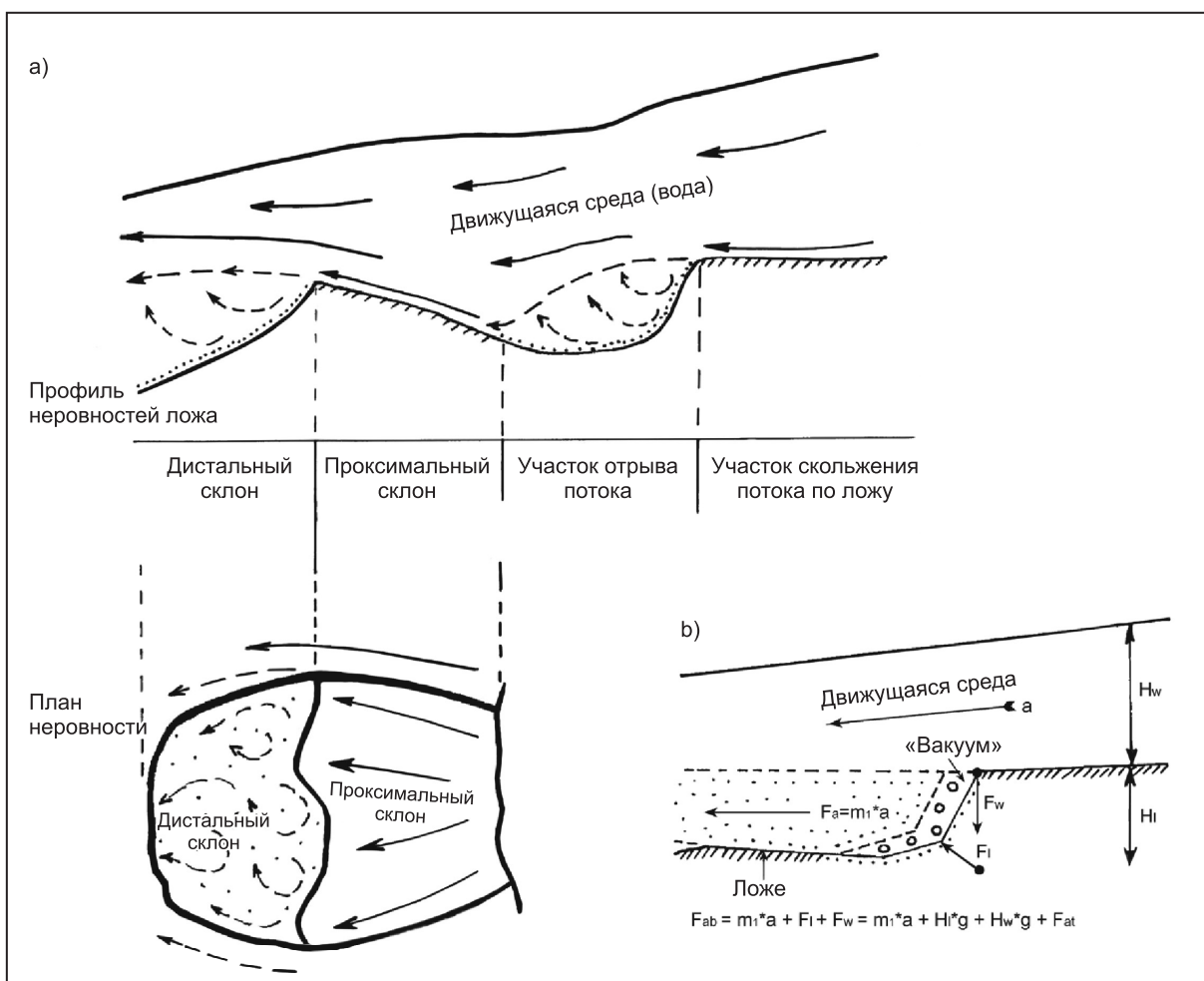


Рис. 40. Кинематика и динамика действия сил отрыва движущейся среды на дистальных склонах: а) в профиле и плане; б) схема действия сил, где F_{ab} – сила отрыва; F_i – давление литосферы; F_w – давление атмосферы и движущейся среды; F_{at} – давление атмосферы; a – ускорение движущейся среды; m_1 – масса «отрывающегося» потока; H_1 – высота дистального склона; H_w – толщина движущейся среды; g – ускорение силы тяжести

Но у любого выступа всегда имеется и другая часть поверхности, скрытая от постоянного натекания среды («подветренная» сторона или **дистальный склон**). Иначе говоря, **это поверхность, к которой среда при движении не прижимается, а наоборот, стремится от нее оторваться**. Это происходит в месте изменения экспозиции и наклона склонов поверхности выступа, на ее выпуклых перегибах (рис. 39, 40). Здесь начинает работать другой тип денудационных процессов. В этих местах ранее скользившая трущаяся, но обязательно «прилипавшая» к поверхности выступа среда начинает отрываться от выступа («убегать» от него), полностью рвать физико-химические связи с ним, для чего необходимо приложение больших сил (их дает движение среды). Между неподвижной

поверхностью и подвижной средой может возникать «пустое» пространство, почти вакуум. Давление в этом пространстве уменьшается почти до нуля, тогда как сама окружающая среда и горные породы подвержены огромному давлению. И если рядом с ними возникает пространство с очень малым давлением, то обе эти субстанции направляют силы своего внутреннего давления в это пространство и производят мгновенный мощный удар – **почти взрыв**. Ударные волны вблизи места удара разрушают и дробят части геологических тел и движущей среды (вода, к примеру, частично превращается в пар). По самым простым расчетам, водный поток, имеющий глубину 10 м, длину 10 м, ширину 1 м и ускорение 1 м/сек², создаст на дистальном склоне дна, высота которого 1 м и площадь 1 м², силу отрыва более 110 кг/см² (более 1 МПа), что, согласно данным инженерной геологии (Сергеев, 1978), достаточно для разрушения литифицированных горных пород, тем более, что они всегда имеют трещины, существенно облегчающие этот процесс.

И собственно отрыв движущейся среды от ложа, и «барический» удар при этом разрушают горные породы и вызывают их денудацию. Это явление в гидравлике называют **«кавитацией»**. В водной среде визуально оно проявляется образованием множества воздушных пузырьков отрыва, которые, возникая, создают микроудары. Кавитация усиливается с увеличением скорости движения среды, т. к. увеличение скорости значит увеличение силы, направленной на отрыв. В качестве примера действия кавитации можно привести разрушение металлических лопастей винтов кораблей. Быстро вращающиеся в воде винты значительно изнашиваются уже через несколько месяцев своей эксплуатации. Однако в Природе масштабы кавитации более разнообразны; действующие среды бывают мощнее (водопады), плотнее (ледники) и действуют на склоны ложа обширнее. И кавитация здесь иногда (в условиях быстрых и мощных потоков или плотных вязких сред) проявляется уже не в форме малых пузырьков, а в виде крупных полостей с размерами в десятки метров, обладающих колоссальной силой отрыва и удара. Такая кавитация вырывает из горных пород уже не микрочастицы, а блоки до нескольких метров в поперечнике, по моим данным – до 20-30 м (Бутвиловский, 1993). Явление столь мощной кавитации, отрывающей обломки более 1 м и создающей с дистальной стороны выступов литосферы ступенчато-котловинный микрорельеф с «рваными», различно ориентированными неровностями, называют **«плакинг»** (установлено при движении ледников) (Райс, 1980).

Когда динамика среды недостаточна, чтобы производить отрывы в дистальных частях выступов, здесь обычно всегда возникают вихревые движения с разноориентированными осями вращения (вальцы, водовороты) (Гидравлика, 1980). Эти вихри способны захватывать обломки и быстро вращать их прямо по поверхности дистальной части выступа, производя его истирание и создавая в нем углубления – котлы или желобы высверливания. Данное явление обычно свойственно низкоплотным, очень подвижным средам (воде, воздуху) и называется **«эврозия»**. Эврозия возможна и в пластичной среде ледников, лавовых расплавов, полужидких грунтов и др. Подчеркну, что кавитация и эврозия направлены на разрушение выступов литосферы с дистальных к направлению движения сред сторон. Иначе говоря, разрушение и денудация **направлены в противоположную направлению движения сред сторону**, как бы «пятятся» назад, отступают (и при этом, как уже установлено, склоны георельефа отступают подобно самим себе). Иначе этот процесс называют «регрессивная денудация», а при действии водной среды – **«регрессивная эрозия»**.

По мере увеличения динамики внешней движущей среды начинают дополнительно действовать все более мощные типы денудационных процессов. Денудационные процессы имеют свою динамическую последовательность, причем **каждый последующий включает в себя все предшествовавшие**. Как уже отмечалось, коррозия и ее разновидность «суффозия» проявляются наиболее ярко в условиях очень малой динамики среды и специфических геологических тел, имеющих легко вымываемые, растворимые, расплавляемые, испаряемые компоненты. Коррозия действует повсеместно и всегда, но проявляется своими специфическими неровностями в георельефе (карст, термокарст, гидротермальный карст и др.) лишь локально, когда другие денудационные процессы не действуют или действуют слабее ее. Такое возможно лишь тогда, когда динамика окружающих литосферу сред очень мала. Диагностическими признаками коррозии являются «шершавая» мелкобугристо-ямчатая, мелкогрядово-ложбинковая поверхность горных пород (обычно растворимых, мерзлых и др.).

Коррозия шлифует и сглаживает проксимальные и очень пологие дистальные склоны, проявляясь в георельефе наиболее ярко в условиях большей динамики среды, достаточной **для ламинарного или переходного к турбулентному** типов движения. При этом процессе идет также и коррозия, но ее следы на поверхности горных пород обычно не видны, даже если горные породы растворимы (выходы известняков в руслах рек обычно пришлифованы, обшерлены или раздроблены, но не закарстованы). Признаками коррозии являются отшлифованные поверхности горных пород, без острых ребер, гладкие или исштрихованные, с царапинами и ямками от ударов. Эврозия начинает действовать в условиях еще большей динамики среды, когда движение среды становится **турбулентным** (число Фруда больше 1) и возникают стационарные вихри (водовороты,

смерчи, ледопады и др.). В местах возникновения этих вихрей, которые возникают обычно на дистальных склонах, эвразия высверливает округлые, отшлифованные углубления (ямы, котлы, ложбины), действуя и с помощью корразии и коррозии, являющихся неотъемлемой составляющей этого процесса.

Если динамика среды становится настолько огромной, и среда движется настолько быстро (10-15 м/сек для водного потока), что способна преодолеть свой вес и внешнее давление и оторваться, «взлететь» над своим неподвижным ложем, не потеряв своей сплошности, то тогда возможно возникновение кавитации (плакинга). При этом действуют коррозия, корразия, эвразия, но их воздействие на горные породы исчезающе мало по сравнению с кавитацией. Признаками кавитации являются ступени, ниши, котловины направленной формы, с острыми краями и «зубчатыми» неровными контурами, ориентировка которых обычно соответствует трещиноватости геологических тел. Эти неровности возникают на дистальных склонах георельефа и у шовных линий дистальных склонов (рис. 39).

Кавитация и эвразия производят основную работу по разрушению и сносу. Если динамика среды очень сильна, то и на пологих поверхностях, в том числе и проксимальных, корразия уступает место эвразии и кавитации, потому что в таких условиях среда стремится оторваться от любых поверхностей. Такое случается весьма редко и локально. Поэтому кавитация является достаточно редким и локальным явлением. Однако ее денудационное воздействие настолько велико и ярко выражено, что ее признаки (специфическая шероховатость поверхности) весьма длительное время сохраняются в георельефе, свидетельствуя о былом процессе денудации на фоне проявления современных денудационных процессов. Отсюда целесообразно выделение в георельефе следов **«рецентных»** (современных) и **«реликтовых»** (древних) денудационных процессов. Чем мощнее был процесс, тем грандиознее его следы и тем дольше сохраняются они в облике «шероховатости» георельефа.

Особым типом экзогенных денудационных процессов является **«КОЛЛИЗИЯ»**, которая возникает как следствие ударов о земную поверхность различных тел, падавших извне (дождь, камнепады, вулканические пеплопады и др.). Этот процесс действует азонально и почти повсеместно (удары дождевых капель). Его денудационный эффект велик, но морфологическое выражение обычно слабое (следы ударов капель). Особое геоморфологическое значение имеют удары крупных, быстро движущихся тел. Вследствие удара создается обычно участок ДР, представляющий собой изолированный изометричный **«ударный кратер»** и замкнутую на саму себя геоморфологическую систему-котловину, все дизъюнктивные склоны которой одновозрастны. Ударные кратеры создаются **снежно-ледяными лавинами, скальными обвалами, водопадами, астероидами-метеоритами**, причем первые три типа установлены в земных условиях локально и они обычно невелики по размерам. Метеоритные кратеры встречаются также достаточно редко, но их размеры бывают очень велики, картируются в мелком и среднем масштабе и имеют огромный научный интерес. Следуя традициям назовем их **«импактными»**, среди которых можно выделить реликтовые и рецентные, по возможности уточняя их генезис.

Не следует забывать, что обрывы в горных породах могут быть обусловлены и хозяйственной деятельностью человека. Таковыми являются некоторые взбросы и сбросы, провалы и удары-эксплозии. Они азональны. Назовем их **«техногенными»**. Все они имеют современный геологический возраст, но могут быть классифицированы по возрасту и более детально. Их распространение и размеры достаточно велики и имеют тенденцию к увеличению. Поэтому учет и картирование техногенных дизъюнктивных склонов и денудационных процессов (как рецентных, так и реликтовых) также очень важны.

Необходимо также рассмотреть и **транспорт** обломочного материала движущимися средами. На отдельно лежащие, отделенные от монолитных геологических тел частицы (песок, галька, валуны) среда действует точно также, как и на выступы монолитной горных пород, т. е. по-разному на их проксимальные и дистальные части. Для отрыва части от монолитной горной породы требуется приложение огромной силы. Лежащий на грунтовом ложе отдельный обломок столь сильных физических связей с этим ложем не имеет, поэтому для его отрыва от места залегания не требуется столь больших сил. Достаточно силы, которая была бы лишь немного больше собственного веса обломка. Если его вес мал, то и невелика необходимая для его отрыва и перемещения сила. **Поэтому обломки, как правило, отрываются от места залегания целиком, а не частями** (наиболее легко отрываются мелкие песчинки). Только вес крупных глыб (от 1,5-2 м) может превышать силу, необходимую для отрыва от них малых частей. Такие глыбы обычно не перемещаются средой, а разрушаются на месте до размера и веса, достаточного для их отрыва и перемещения целиком. При воздействии ледниковой среды размер таких глыб превышает 10 и более метров, для водной – 1 м, для воздушной – 0,01 м.

Надо отметить, что сами формы обломков и их размеры создают вокруг себя более эффективные для своего перемещения типы движения сред. Чем крупнее обломки, тем динамичнее (турбулентнее) вокруг них движущая среда. А среда в свою очередь стремится изменить форму и размеры обломков, измельчить и округлить их, сделать их менее шероховатыми, компактно их уложить, чтобы как можно меньше расходовать энергии при движении по их поверхности.

Силы отрыва, возникающие в дистальных частях обломков как бы «тащат» обломки за собой (как на буксире), иначе говоря, **среда перемещает обломки, не только толкая их перед собой, но прежде всего волооча за собой.** Это происходит потому, что силы отрыва, создаваемые средой в дистальных частях частиц или выступов, гораздо больше сил трения и лобового давления среды – сил отрыва, действующих на проксимальные части частиц или выступы, о чем указывалось выше (рис. 40, b)). Силы отрыва, действующие на дистальные и проксимальные части обломка или выступа горных пород, не противоположны друг другу. Наоборот, они действуют совместно в одном направлении (по направлению движения среды) и дополняют друг друга, но следует подчеркнуть, что «тянущие» с дистальной стороны силы всегда гораздо больше сил, «толкающих» обломки или выступ с проксимальной стороны. В качестве наглядного примера именно такого способа перемещения средами обломочного материала можно привести движение автомобиля по пыльной дороге. Толкаемый автомобилем воздух впереди машины пыль почти не перемещает, вся она подхватывается и транспортируется под машиной и сзади машины, в зоне дистальных разряжений воздуха и его завихрений. Автомобиль главным образом «тащит» пыль за собой, а не толкает ее перед собой. Также действуют и природные среды. И только на фронтальной границе движущейся среды более ярко выражено действие толкающих сил. Например, наступающий ледник толкает впереди себя обломочный материал как бульдозер, но под ледником этого уже обычно не происходит (Лаврушин, 1976).

Денудационное воздействие различных природных сред и условий обозначено в научной литературе специальными терминами. Выделяют **«эрозию»** – отрыв и снос вещества литосферы текущей водой; **«экзарацию»** – то же, но ледником, **«дефляцию»** – ветром, **«абразию»** – волновым прибоем, **«денудацию»** – гравитационными процессами, **«карст»** – растворением горных пород водой, **«суффозию»** – вынос мелких нерастворимых частиц из грунта подземными водами, **«термокарст»** – снос за счет таяния подземного льда. Эти термины могут служить для уточнения разновидностей денудационных процессов, когда это возможно. Их можно использовать, к примеру, для обозначения групп денудационных процессов, которые возникают только в определенных условиях внешней среды или земных недр, которые свойственны только какой-то одной внешней движущей среде. Все они заменяемы одним общим термином – «денудация». Типы денудационных процессов уже обозначены: коррозия, корразия, эворзия, кавитация, коллизия. Термин «денудация» **в узком своем понимании** (как процессы гравитационного сноса, идущие на крутых склонах) излишний и создаст лишь терминологическую путаницу, тем более что собственно разновидности гравитационных склоновых процессов имеют свою терминологию (дефлюкция, десерпция, солифлюкция и др.).

7. 4. 3. Гравитационные денудационные процессы и выветривание горных пород

Денудационные процессы (движение деятельного слоя) активно идут и там, где движущие среды не действуют или же действуют очень слабо. Такими местами, как правило, являются относительно крутые склоны (круче $1,4^\circ$). Лишь очень малая их часть на суше (обычно не более 5% их площади, редко до 20-30% и более) является ложем потоков воды или льда. Большинство крутых склонов окружены здесь воздушной (**субаэральной**) средой. Но действие воздушных потоков становится эффективным (проявляется в георельефе) как денудационный процесс лишь для некоторых типов склонов в аридных условиях суши и у свободных от растительности побережий. На большинстве других крутонаклонных склонов эффективно действуют другие денудационные процессы. Эти процессы называют обычно **«гравитационными»**, т. к. **главным движущим фактором является сила тяжести – вес самого грунта** (деятельного слоя), **изменения его собственных свойств** (температуры и влажности, размеров частиц). Это процессы движения самого рыхлого грунта, при которых сам грунт становится движущейся средой.

Им предшествуют и идут одновременно с ними процессы **выветривания** горных пород (**«гипергенез»**). На земной поверхности они действуют почти повсеместно, но их нельзя считать денудационными. Выветривание как «подготовка пород изменяет их вещественный состав и структуру. Никаких денудационных форм рельефа оно не создает; последние возникают только после удаления подготовленных масс» (Пенк, 1961, с. 52). Гипергенные процессы правильнее считать особым типом процессов разуплотнения земных недр. **Выветривание (гипергенез) можно определить как изменение физических и химических свойств горной породы у земной поверхности.** Горная порода или ее часть в ходе процессов выветривания не уничтожается, и

другая горная порода при этом не возникает, но исходная горная порода изменяет множество своих свойств, сохраняя при этом свое главное свойство – свое пространственное местоположение в последовательности горных пород. Поэтому геологи показывают на геологических картах выветрелые части горных пород как первичные породы, а изменения их свойств в результате выветривания – особой штриховкой, что совершенно правильно.

В чистом виде выветривание подготавливает субстрат литосферы к перемещению, делая горные породы рыхлыми прямо на месте без горизонтального смещения их частиц. В итоге формируется **кора выветривания** – разуплотненный, физически и химически преобразованный субстрат литосферы, верхнюю часть которого обычно называют «**почвой**». Если бы не было денудации кор выветривания, то разуплотнение пород в ходе выветривания увеличило бы объем 1 м^3 гранита, к примеру, во многие десятки раз (Оллиер, 1987), известняка – в несколько раз, а кварцевого конгломерата – на несколько процентов. В среднем же он увеличивается на 51% (Войткевич, Закруткин, 1976).

Выделяются био-химические и физические процессы выветривания горных пород. Ю. В. Шумилов (1981) правильно считает, что физические процессы выветривания первичны по отношению к химическим; последним благоприятствует физическая предразрушенность пород. Физическое выветривание требует меньших энергетических затрат, оно результативнее, чем химическое, и продуцирует гораздо больше обломочного материала. Оба вида выветривания действуют совместно и их не следует противопоставлять; с усилением физического может усиливаться и химическое выветривание (Шумилов, 1981). Эти процессы обусловлены воздействием температуры, влажности, живых организмов и различных веществ окружающей внешней среды. Но их воздействие проявляется в разных физико-географических и геоморфологических условиях по-разному и имеет различный эффект действия. Поэтому **для каждого склона следует указывать наиболее эффективный процесс гипергенеза, который определяет здесь свойства и облик выветрелых горных пород.**

Физические процессы выветривания обусловлены изменениями температуры и влажности в горных породах. Можно выделить три четко отличающихся друг от друга процесса:

1. **Морозное выветривание** обусловлено замерзанием и оттаиванием грунта. Главной разрушающей силой в этом процессе является замерзание замкнутых объемов воды, содержащейся в породах и их трещинах, сопровождаемое резким расширением своего объема, что вызывает дополнительное давление до 2050 кг/см^2 (Шумилов, 1981). Морозное выветривание проявляется в основном на относительно пологих (менее 22°) каменистых и суглинистых склонах в виде полигональных грунтов, каменных колец и округлых пятен, полигональных ледово-грунтовых жил и трещин.
2. **Солевое выветривание** обусловлено высокими температурами грунтов и их высушиванием. Его действие сходно с морозным выветриванием: в трещинах и порах горных пород при неоднократном высыхании содержащихся в них растворов растут кристаллы солей. Эти кристаллы раздвигают трещины и дробят обломки; кроме того, высыхание глинистых грунтов приводит к их сжатию и растрескиванию. Солевое выветривание проявляется также на пологих склонах и в глинистых грунтах в виде полигональных грунтовых жил и трещин, наиболее наглядный пример – такыры глинистых пустынь.
3. **Инсоляционное (температурное) выветривание** происходит в условиях частых и резких колебаний температуры горных пород без существенного влияния влажности и обусловлено разным объемным расширением различных минералов при их нагревании и охлаждении. Оно проявляется в основном на крутых (круче 22°) склонах на скалистых и каменистых грунтах, имеющих соответственно их трещиноватости глыбово-щелочистый или ступенчато-трещинный облик.

Известно, что «трещиноватые породы подвержены при прочих равных условиях более сильному разрушению, чем менее трещиноватые» (Пенк, 1961, с. 93). Это подтверждают и лабораторные эксперименты (Etlicher и др., 1986). Конечно, трещиноватость пород играет очень важную роль при разрушении горных пород, но при прочих равных условиях весьма важную роль имеет также вещественный состав и текстура горных пород. К примеру, по результатам экспериментов по замерзанию-таянию, увлажнению-высушиванию образцов пород установлено, что песчаники разрушаются в 11 раз быстрее, чем граниты (Swantesson, 1985). Известно, что слабо литифицированные древние глины, алевроиты и песчаники выветриваются, разрыхляются очень быстро – за год на глубину до 2-5 м (Коломенский, Комаров, 1964). Выветривание скальных оголенных трещиноватых пород, оцененное через объемы их денудации, идет в среднем со скоростью $0,8 \text{ мм/год}$, а в крепких монолитных оно может замедляться до $0,0004 \text{ мм/год}$ (Изменения..., 1985).

Био-химические гипергенные процессы идут с помощью химических реакций окисления-восстановления, кислотно-щелочных реакций, гидратации, гидролиза, реакций обмена и др. и

внешне проявляются преобразованием горных пород в различные глинисто-илистые рыхлые грунты с примесью органических веществ. Поэтому диагностировать и обозначать эти процессы будет проще всего и точнее всего по облику вещества приповерхностной части горных пород, иначе говоря, по почвам, соответственно классификациям почв и процессов почвообразования (Bodenkunde, 1994). **Процессы почвообразования являются ничем иным как процессами био-химического выветривания.** Исходя из данных почвоведения, можно выделить следующие био-химические гипергенные процессы: ожелезнение, оглеение, оподзоливание, латеритизация, гумусирование, карбонатизация, засоление, сущность и проявление которых достаточно хорошо представлены в учебных пособиях (Курс общей геологии, 1976; Bodenkunde, 1994; и др.). Следует подчеркнуть, что био-химические гипергенные процессы господствуют в основном на пологих субэаральных склонах, мелкообломочных грунтах, в условиях умеренного и теплого гумидного и семиаридного климатов. Особо важное значение имеет при этом влажность и температура грунта. Увеличение температуры ускоряет химическое выветривание (латериты образуются при нагревании грунта не менее +35°C) (Шумилов, 1981). В общем био-химическое выветривание более эффективно действует в условиях теплого и жаркого климата.

«Продукты химического выветривания в значительной части представляют собой коллоиды» (Пенк, 1961, с. 88). В сухом состоянии они ведут себя как твердые пылеватые и песчаные частицы, во влажном – набухают, приобретают большую подвижность и при обильной влажности могут даже перейти в **раствороподобное состояние** (золь). « Эти обстоятельства имеют для процесса сноса огромное значение и поэтому далеко не безразлично, имеются в продуктах выветривания коллоидные частицы или нет (глины, гумус, окислы железа и алюминия)» (Пенк, 1961, с. 88-89). А. В. Поздняков и И. Е. Черванев (1990) считают, что обилие коллоидов уменьшает трение и способствует «стеканию» рыхлого материала. Можно полагать, **что движение насыщенного коллоидами рыхлого чехла под действием собственной силы тяжести теоретически возможно при самом малом отклонении части земной поверхности от идеально горизонтального положения.** Однако пока неясно, сколько понадобится времени для того, чтобы вещество достигло такого состояния, с какой скоростью будет идти движение такого чехла и как оно будет выражено в георельефе. **Это коллоидное состояние** (состояние почти-жидкости) **практически недостижимо из-за повсеместного и более эффективного действия на субгоризонтальных склонах других сред** (воды, воздуха, живых организмов). Поэтому важно определить тот предел, при котором движение масс под действием собственной силы тяжести имеет свое выражение в рельефе и существенную, измеряемую долю в расходе-транспорте вещества. Установлено, что оплывание и оползни-потоки (течение почти жидкого грунта) в реальных условиях могут начаться при уклоне 2% (1,3-1,4°) (Боул и др., 1977). Оплывание и дождевой смыв становятся эффективными при наклоне склона начиная с 1,5° (Пенк, 1961). Соответственно модели трансформации склонов действие денудации возможно при минимальном наклоне в 1,4°. Эту величину и предлагается принять за предельный наклон, при котором может идти массовое гравитационное движение рыхлого чехла в наземных условиях. Ледники, ветер и водные потоки могут производить денудацию при любых уклонах.

По мере увеличения скорости перемещения обломочного материала выделяется следующая динамическая последовательность денудационных гравитационных процессов на субэаральных склонах:

1. Медленное неравномерное перемещение крупнообломочного грунта за счет температурных изменений («**десерпция**») со скоростями перемещения деятельного слоя, равными 0,1-0,001 мм/год.
2. Перемещение с помощью температурных колебаний и изменений влажности суглинисто-каменистого грунта («**дефлюкция**») – 1- 0,01 мм/год.
3. Перемещение-течение постоянно переувлажненного каменисто-суглинистого грунта в гумидных и гумидно-мерзлотных условиях («**солифлюкция**») – 100-1 мм/год.
4. Скольжение-оползание блоков пород по ложу за счет силы тяжести и нарушения равновесия блоков грунта при ослаблении упора в их нижней части или при увеличении их веса (блоковые оползни, «**оползание**») – 10-0,01 м/год.
5. Быстрое вязкое течение-оплывание перенасыщенного водой суглинистого грунта (оползни-потоки, «**оплывание**») – 1-0,001 м/сек.
6. Скатывание, качение обломков на крутых склонах при нарушении равновесия обломков за счет температурных колебаний, сейсмических толчков или воздействия внешних сред (снежные и каменные лавины, «**осыпание**») – 10-1 м/сек.
7. Падение крупных блоков и глыб с очень крутых склонов при нарушении равновесия блоков за счет температурных колебаний, сейсмических толчков или воздействия внешних сред (обвалы, «**обваливание**») – 100-10 м/сек.

Первые три процесса действуют на склонах повсеместно и геологически непрерывно, остальные проявляются в пространстве локально и непродолжительно. Естественно, что все эти процессы могут сопровождаться коррозией и корразией, а особенно быстрые и мощные процессы – эвразией и кавитацией (оползни-обвалы, оползни-потоки).

Действие и вид денудационных гравитационных процессов зависят от крутизны склонов. Эмпирические данные показывают, что каждый диапазон наклонов склонов является областью действия преимущественно какого-то одного вида гравитационных денудационных процессов. Ясно, что обваливание или осыпание совершенно невозможны на пологих склонах, но течение грунта или его оползание может действовать на склонах, где идет обваливание и осыпание, что подтверждается многочисленными наблюдениями. Иначе говоря, эмпирические данные показывают, что каждый новый денудационный процесс, который появляется с увеличением крутизны склонов, может сопровождаться всеми другими процессами, которые были свойственны более пологим склонам.

Проявление денудационных процессов будет правильнее рассмотреть на последовательности крутизны склонов, созданной их трансформацией (7 групп крутизны). Этот подход увяжет между собой образование и развитие склонов. Эмпирические данные (Бутвиловский и др., 1996) подтверждают закономерную связь между наклонами склонов определенных стадий трансформации и определенными типами гравитационных денудационных процессов, которые представляют следующую последовательность:

1. На склонах положе $1,4^\circ$ почти не проявляются гравитационные денудационные процессы. Здесь действуют **«суффозия»** и **внешние движущие среды** посредством коррозии и корразии.
2. На склонах $1,4-2,8^\circ$ дополнительно к действию внешних движущих сред и суффозии добавляется действие **«сплывания-смыва»** за счет полного разжижения грунта водой и ударов дождевых капель.
3. На склонах $2,8-5,6^\circ$ дополнительно проявляется действие **растекания** переувлажненного жидкого илисто-глинистого грунта, что свойственно участкам выходов обычных для этих склонов источников подземных вод и верховодки (в шовных линиях) и проявляется в виде малых ложбин-деллей и глинистых пятен-натеков.
4. На склонах $5,6-11,2^\circ$ господствует **солифлюкция** – вязкое медленное течение влажного каменисто-суглинистого грунта, которое проявляется дугообразно-ступенчатыми неровностями (солифлюкционными террасками), выпуклость которых направлена вниз по склону.
5. На склонах $11,2-22,5^\circ$ наиболее ярко выражение в шероховатости георельефе приобретает **дефлюкция** – скольжение-оползание каменисто-суглинистого грунта при его периодическом увлажнении, замерзании, нагревании, проявляясь бугристо-ступенчатыми неровностями, причем выпуклость дугообразных ступеней отрыва обычно направлена вверх по склону. Другие вышеупомянутые денудационные процессы действуют здесь обычно локально при наличии особых условий, т. к. эти склоны, как правило, каменисты и сухи.
6. На склонах $22,5-45^\circ$ действует **десерпция** – медленное перемещение каменистого грунта при его периодическом замерзании и нагревании, проявляющееся шероховатой каменисто-глыбовой поверхностью.
7. На склонах круче 45° наиболее ярко выражение в георельефе приобретает процесс **обваливания-осыпания** обломков – отрыв и падение-скатывание обломков и блоков горных пород под действием силы тяжести в условиях физического выветривания горных пород. В георельефе он проявляется скалистыми ступенчато-трещинными неровностями или субвертикальными обрывами.

Деление склонов на семь групп крутизны, предложенное на основании закона денудационной трансформации георельефа, образует также закономерную последовательность потенциальной и кинетической нагрузки-воздействия на георельеф, которая обуславливает работу денудационных процессов. Носителем кинетической энергии является в общем случае солнечная инсоляция, потенциальная энергия задается силой тяжести. Их приход и воздействие зависит от угла и экспозиции склонов. Можно рассчитать, к примеру, относительные изменения возможного поступления количества прямой солнечной радиации в зависимости от угла падения солнечных лучей на поверхность (в зависимости от экспозиции, углов наклона склонов и их широтного географического положения).

Простые расчеты показали, что в установленных диапазонах изменения наклона склонов ДР влияние солнечной энергии и силы тяжести уменьшается примерно в 2 раза после каждого цикла трансформации, начиная с первого ($45-22,5^\circ$) (табл. 6). Это достаточно большая величина, чтобы считать такое выделение групп крутизны эмпирически обоснованным и практически целесообразным. Можно считать, что площадь получает одинаковое количество солнечной радиации, если протяженность элемента георельефа с севера на юг не превышает $0,5^\circ$ по широте

(50 км) или изменение его наклона не превышает $0,5^\circ$ по крутизне. Изменение солнечной энергии составляет в этом случае менее 1%, что статистически является весьма малой ошибкой, которой можно пренебречь. Наименее точно определяется величина наклона у обрывов круче 45° . Однако возможно большая ошибка определения наклона у этих склонов компенсируется тем, что и величина изменения прихода энергии на изменение наклона в $0,5-1,0^\circ$ для них в 4–80 раз меньше (табл. 6). Иначе говоря, ошибка определения величины наклона для этих склонов не является значительной.

Таблица 6. Приход солнечной энергии и ее соотношения на склонах различного наклона и географического положения

Углы падения (прихода) излучения на склоны (α°)	Условная величина прихода энергии $E = 1 \cdot \sin \alpha$	Отношение величин энергии смежных групп склонов: (E_1 / E_{1+n})	Изменение величины прихода энергии с изменением наклона на $0,5^\circ$ и $1,0^\circ$ (%)	
			$0,5^\circ$	$1,0^\circ$
90°	1	-	0,01%	0,05%
45°	0,7	1,41	0,7%	1,4%
22,5°	0,38	1,85	0,8%	1,6%
11,25°	0,19	1,95	0,8%	1,7%
5,6°	0,09	1,98	0,8%	1,7%
2,8°	0,05	2,0	0,8%	1,7%
1,4°	0,02	2,04	0,9%	1,8%

Можно рассчитать также изменения прихода солнечной энергии с изменением экспозиции склонов. Самым малым оно будет на экваторе, наиболее контрастным – в высоких широтах. К примеру, изменение экспозиции юго-западного склона крутизной 45° на 1° на широте 45° в период равноденствия приводит к изменению количества максимально возможного прихода инсоляции на 0,7–0,5%, для широты 60° оно составит 1–0,5%. Для склона крутизной 20° на широте 45° возможно поступление прямой радиации на склоны всех экспозиций (наибольшее для экспозиции 180° , наименьшее – для 0°), а изменение энергии на 1° поворота экспозиции составляет 0,3 %, а на широте 60° – 0,4%. Эти расчеты показывают, что изменение экспозиции в пределах 1° приводит к изменению прихода энергии менее чем на 1% и эту величину поворота можно считать допустимой для оценки склона георельефа как однородного по приходу энергии. Иначе говоря, примем, что если экспозиция двух смежных склонов различается более чем на 1° , то эти склоны получают значимо различное количество энергии и их можно обособлять по этому признаку друг от друга. Значимое различие по крутизне наклона элемента рельефа составляет, как указывалось выше, $0,5^\circ$.

Изменение угла наклона склона приводит к изменению величины свойственной ему скатывающей силы тяжести. Сравнивая соотношения сил скатывания и трения (табл. 7), можно теоретически предсказать физические условия хода гравитационных денудационных процессов на склонах разной крутизны, предсказать необходимые для реализации разных видов процессов состояния-свойства деятельного слоя. К примеру, движение грунта в виде солифлюкции (склоны между $5,6-11,25^\circ$) возможно, когда коэффициент трения покоя этого грунта составляет 0,2–0,1, что возможно лишь для грунта-полужидкости. Обыкновенный сухой щебнисто-песчаный грунт имеет коэффициент трения покоя около 0,6–0,5 (Справочник., 1975). Это значит, что движение его вниз по склону в реальных условиях возможно лишь в виде десерпции на склонах круче 23° .

Денудационные процессы имеют свои существенные физические особенности и, основываясь на законах физики, могут быть математически описаны, что является темой отдельной научной работы. Подчеркну, что проявление гравитационных денудационных процессов дано здесь только для дизъюнктивных склонов. Седиментационные склоны также могут быть подвержены этим же денудационным процессам или могут наращиваться за счет этих процессов, идущих на более высоко расположенных смежных элементах георельефа. В последнем случае седиментационные склоны имеют сравнительно меньшую крутизну. Например, обваливание и осыпание действуют на склонах, крутизна которых обычно больше 45° , но растущие за их счет седиментационные обвальное-осыпные склоны обычно положе ($30-40^\circ$ и даже менее). Оползание, как денудационный процесс проявляется на склонах ДР крутизной $11,2-22,5^\circ$, но оползневые седиментационные склоны могут иметь крутизну менее 11° . Вот поэтому с самого начала исследований всегда необходимо четко отличать и обособлять друг от друга склоны ДР и СР, а потом уже анализировать действующие на них процессы. Поэтому трудно найти эмпирические данные других исследователей, которые бы подтверждали

вышеизложенные представления о связи крутизны склонов ДР и видов денудационных процессов. И все же такие данные имеются. К примеру, В. В. Скотаренко (1976) провела статистическое изучение крутизны склонов бассейна р. Алдан с целью выяснения зависимости крутизны склонов от характера проявления склоновых процессов. Она установила, что выделенным типам следов склоновых процессов действительно соответствуют определенные характерные углы наклона склонов: обвальнo-осыпные склоны обычно круче 25°; десерпционные склоны имеют крутизну 25-20°; дефлюкционные – 20-12°; солифлюкционные – 12-5°, склоны сплывания – 4-1°. Видно, что многие группы крутизны совпадают с теоретически предсказанными, хотя и имеют отклонения в сторону занижения крутизны, что является следствием не проведенного разделения склонов на дизъюнктивные и седиментационные. Конечно, я имею данные собственных полевых наблюдений, подтверждающие вышеуказанные закономерности (иначе бы не было смысла говорить о них).

Таблица 7. *Скатывающая сила тяжести и ее соотношения с силой трения на склонах различного наклона и при разных коэффициентах трения*

Углы наклона склонов (α°)	Условная величина скатывающей силы $E = 1 \cdot \sin \alpha$	Сила трения субстрата $Fr = \mu \cdot 1 \cdot \cos \alpha$ (числитель) и соотношение сил трения и скатывания Fr / F (знаменатель) при коэффициентах трения μ , равных					
		1,0	0,5	0,2	0,1	0,05	0,025
90	1	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0	0/0
45	0,7	0,7/1,0	0,35 / 0,5	0,14 / 0,19	0,07 / 0,09	0,03 / 0,04	0,01 / 0,02
22,5	0,38	0,92/ 2,4	0,46 / 1,2	0,18 / 0,48	0,09 / 0,23	0,04 / 0,1	0,02 / 0,06
11,25	0,19	0,98/ 5,1	0,49 / 2,5	0,19 / 1,0	0,09 / 0,46	0,05 / 0,25	0,02 / 0,12
5,6	0,09	0,99/ 10	0,49 / 5,0	0,2 / 2,0	0,1 / 1,0	0,05 / 0,5	0,02 / 0,25
2,8	0,05	0,998/ 20	0,5 / 10,2	0,2 / 4,1	0,1 / 2,0	0,05 / 1,0	0,02 / 0,5
1,4	0,02	0,999/ 50	0,5 / 20,8	0,2 / 8,3	0,1 / 4,1	0,05 / 2,1	0,02 / 1,0

Эмпирические данные показывают, что устойчивость горных пород к выветриванию и денудации увеличивается от осадочных пород к метаморфическим и интрузивным и достигает наибольших величин у вулканитов (Ананьев, 1976). Грачев А. Ф., Данг Ван Бат (1981) разработали эмпирическую шкалу устойчивости горных пород к выветриванию и денудации в последовательности от слабо устойчивых к сильно устойчивым группам горных пород: **1 – суглинок, алевроит; 2 – глина; 3 – мергель, гипс, каменный уголь; 4 – песчаник, доломит, известняк, ангидрит, глинистые сланцы; 5 – крупнокристаллический доломит и известняк, пористый базальт; 6 – гранит, гранитоиды, диорит, мрамор, кремнистый песчаник; 7 – габбро высокой прочности; 8 – плотный базальт, кварцит, диабаз** и другие прочные породы. Эта шкала позволяет хотя бы относительно оценивать динамику денудационных процессов.

Темпы обусловленной физическим выветриванием денудации могут различаться в различных климатических и геоморфологических условиях до 500 раз (3,9 – 2000 т/км² год), темпы обусловленной химическим выветриванием денудации – до 70 раз (3,9 – 290 т/км² год) (Шумилов, 1981). Наименьшие скорости выветривания наблюдаются в аридных, наибольшие – в тропических гумидных условиях (Ананьев, 1976). В гумидном тропическом климате средняя скорость отступления обрывов твердых пород составляет 2 мм/год, в гумидном умеренном – 1 мм/год, в семиаридном – 0,2 мм/год, в аридном – менее 0,001 мм/год (Оллиер, 1987). Исходя из данных по стоку взвешенных наносов, Дедков А. П., Мозжерин В. И. (1981) приходят к выводу, что в гольцовом поясе механическая денудация интенсивнее, чем в лесном (примерно в 5 раз), на кристаллических породах она идет в 2-4 раза слабее чем по осадочным, и в горах денудация в среднем в 2-3 раза интенсивнее, чем на равнинах в сходных условиях. Борисевич Д. В. (1982) утверждает, что скорость выветривания и снижения поверхностей выравнивания относится к скорости врезания рек как 1:100000. По оценкам Ю. П. Селиверстова (1989) средние скорости денудационного снижения пологих поверхностей выравнивания составляют 0,01-0,1 мм/год, врезания рек – 0,05-7 мм/год. Он отмечает, что плановый рисунок георельефа изменяется в сотни раз быстрее, чем его гипсометрическое положение и вертикальные соотношения (Селиверстов, 1989).

7. 4. 4. Аккумулятивные геологические процессы и их выражение в георельефе

Как уже указывалось, седиментационный георельеф создается седиментацией частиц горных пород и конформен текстуре этих горных пород. **Аккумулятивные процессы – это процессы наращивания-повышения седиментационного георельефа за счет постоянного дополнительного накопления частиц горных пород.**

Выше отмечалось, что само зарождение седиментационного георельефа связано исключительно с движением вещества литосферы. Создают СР и оформленные им седименты прежде всего частицы вещества. Эти перемещаемые частицы являются обычно составной частью внешних движущих сред и при изменении их свойств и динамики выпадают из них и останавливают свое латеральное движение по земной поверхности. При этом происходит аккумуляция частиц и образуется седимент, состав и внешний облик которого (СР) напрямую связан с обликом двигавшихся частиц и способом их движения. Именно кинематика (способ) движения среды и частиц вместе с ней определяют геометрические формы связей и упаковки частиц горных пород друг с другом и, тем самым, форму и генезис седиментационного георельефа.

Таких способов всего пять и каждый сменяет другой по мере ослабления динамики движущей среды, начинаясь различными способами латерального перемещения частиц (волочения мощным слоем, сальтацией частиц, перекачиванием частиц, насыпанием по углу естественного откоса) и заканчиваясь вертикальным осаждением частиц вниз в условиях, когда внешняя среда почти неподвижна. В принципе, **седиментация есть различные способы и геометрические формы соединения-сочленения различных частиц горных пород друг с другом в поле действия силы тяжести и различных форм движения и изменения внешних сред.**

Аккумулятивные процессы представлены пятью кинематически различными типами (рис. 41):

1. Осаждение скатыванием («**насыпание**») частиц вниз по углу естественного откоса на контакте различных по подвижности сред под действием силы тяжести.
2. Осаждение («**наложение**») отдельных частиц из пластичных, жидких, газообразных сред опусканием вниз по вертикали под действием силы тяжести.
3. Осаждение отдельных частиц при их субгоризонтальном перемещении перекачиванием («**накатывание**»).
4. Осаждение частиц, движущихся перекачиванием и сальтацией (скачками вверх на некоторое расстояние) («**набрасывание**»).
5. Осаждение движущегося волочением (скольжением, течением, с участием перекачивания и сальтации) слоя частиц, толщина которого равна или больше двух частиц («**наползание**»).

Примерами их действия являются осаждение глины или извести в озере (2 способ), накопление грязекаменного селевого потока или оползня (5 способ), накопление песчаных барханов ветром или песчаных дюн в реке, ребристых морен ледником (4 способ), накопление склонов дельты, конечной насыпной морены или каменной осыпи у подножия обрыва (1 способ), накопление песчано-галечных речных кос и островов или флютинг-морены (3 способ) и др.

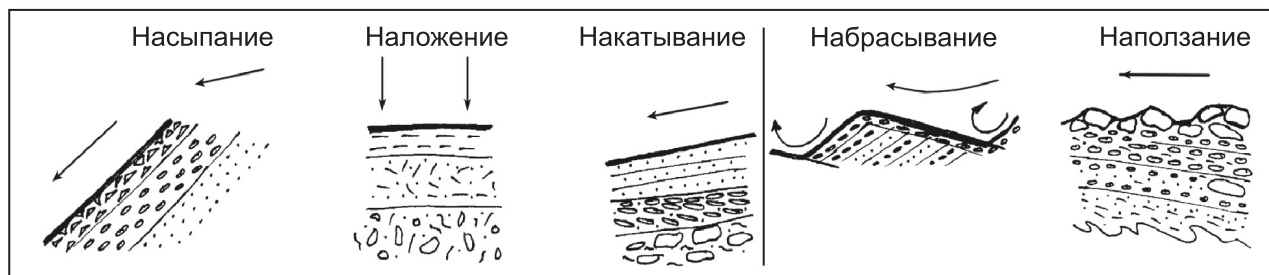


Рис. 41. Проявление пяти типов аккумуляции в георельефе и седиментах

Седиментационный георельеф, возникающий в ходе действия разных способов перемещения-осаждения внешними движущими средами обломочного материала, можно представить на примере работы водной среды. Режимы ее движения таковы:

1. Стратификация (малоподвижный, неподвижный) – осаждение глинисто-илистых взвесей, солей (**наложение**).
2. Контакт подвижной и малоподвижной среды – как следствие **насыпание** по углу естественного откоса (дельтовая слоистость).
3. Режим гладкой фазы (ламинарный, переходный к турбулентному) – перекачивание отдельных, главным образом песчаных и галечных частиц (**накатывание**).

4. Режим грядовой фазы (спокойный турбулентный, число Фруда около 1) – групповое перекатывание и сальтация песчано-галечных частиц (**набрасывание**).
5. Режим массового качения-волочения (турбулентный сверхкритический, число Фруда больше 1) – волочение грубообломочной толщи слоем мощностью более двух частиц (**наползание**).

Каждое динамическое состояние водных масс создает при аккумуляции особую текстуру веществ, выпадающих в осадок, и как следствие – особый георельеф их поверхности (рис. 41, 42). Все эти способы четко отличаются друг от друга и в последовательности от первого к пятому приобретают дискретные, резко отличающиеся друг от друга морфологические, динамические и вещество-текстурные свойства. При этом каждый последующий тип процесса может включать в себя все предшествовавшие, менее динамичные. Процессы перемещения частиц, кроме насыпания и наложения, можно рассматривать и как денудационные процессы, если при этом идет снос и баланс вещества имеет отрицательное сальдо.

Наложение и насыпание проявляются наиболее ярко в условиях слабой динамики среды, там, где другие аккумулятивные процессы не действуют или действуют слабее первых. **Скатывание** проявляется на границах подвижных и малоподвижных участков среды крутонаклонными под углом естественного откоса склонами. Оформленные этими склонами преимущественно песчаные, реже галечно-валунные седименты имеют крутонаклонную (диагональную) (30-45°) слоистую текстуру. Следует подчеркнуть, что эти склоны создаются и наращиваются не столько с помощью некоторой движущей среды, сколько за счет движения частиц под действием силы тяжести, т. е. являются гравитационными и обычно возникают на границах сред, имеющих различные скорости аккумуляции.

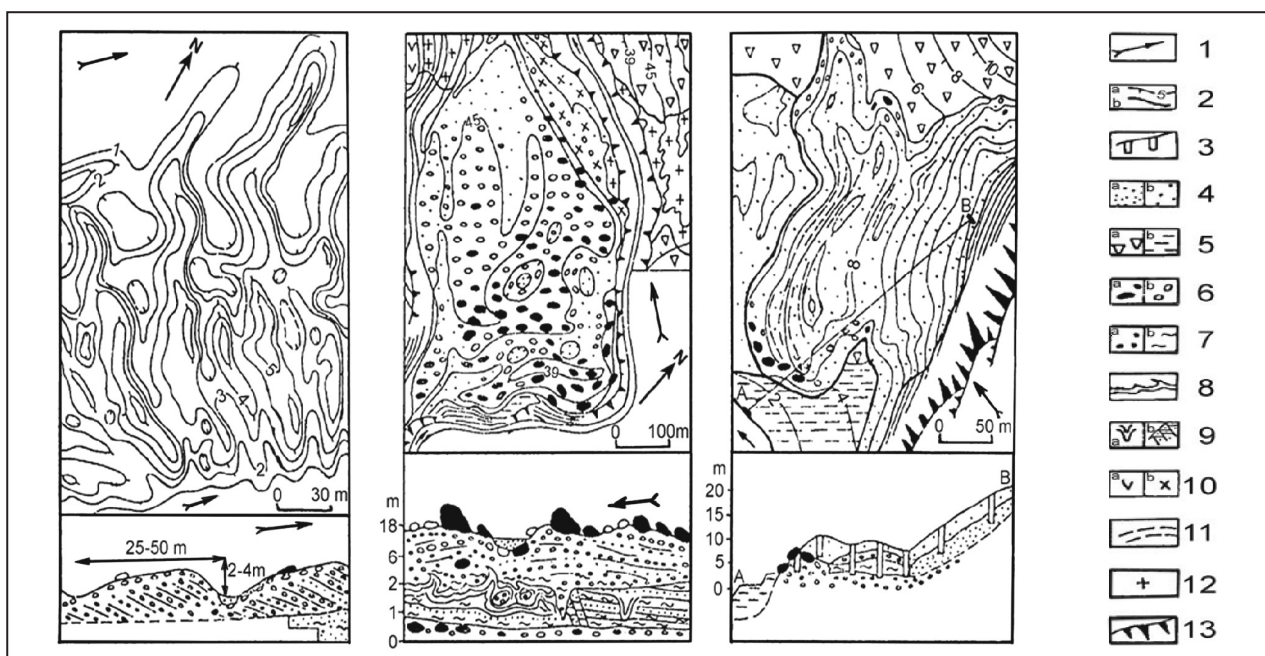


Рис. 42. Примеры реальных седиментационных морфокомплексов (топографические планы и геологическое строение) (Бутвиловский, 1993): а) гигантская рябь (набрасывание), б) глыбовые валы (наползание), в) косы (накатывание), террасы (наложение) и дельты-конусы выноса (насыпание). Условные обозначения: 1 – направления движения потоков; 2 – изогипсы (а), границы форм рельефа (б); 3 – линии шурфов; 4 – мелкозернистый песок (а), крупнозернистый (б); 5 – конус выноса (а), речные террасы (б); 6 – крупные глыбы (а), валунник (б); 7 – гравий и галечник (а), ил и глина (б); 8 – мелкоскладчатые текстуры; 9 – разрывные нарушения; 10 – высокие террасы: эрозионные (а), седиментационные (б); 11 – малые волноприбойные терраски; 12 – эрозионные скалистые склоны; 13 – скалистые обрывы

Наложение является составляющей всех аккумулятивных процессов, но проявляется своим георельефом (субгоризонтальные склоны, оформляющие илесто-глинистые отложения) обычно локально. Этот способ создает субгоризонтальные склоны СР, малодинамичен, текстура осадка массивная или толстослоистая, обычно пелитовая (глинисто-илистая). Аккумуляция частиц горных пород подчиняется в этом случае закону Стокса, который описывает падение-опускание частиц в жидких и пластичных средах. Скорость падения частиц (гидравлическая крупность) **W** определяется эмпирической формулой (Гидравлика, 1978):

$$W = 600 \cdot k^2 \quad \text{или} \quad W = 4,2 \cdot \sqrt{k}, \quad \text{где } k \text{ – средний размер частиц (мм).}$$

Химическое выпадение-осаждение вещества из газов, растворов и расплавов является, с одной стороны, особым процессом, но с другой стороны, во многом аналогично осаждению-наложению. Свое яркое проявление оно находит в особых геохимических условиях сред. Химическая аккумуляция происходит не только путем присоединения молекул растворов и расплавов к твердым кристаллическим поверхностям, но и путем кристаллизации частиц непосредственно в расплаве или растворе и их последующего гравитационного опускания на подстилающую поверхность. Тем самым данный способ идентичен обычному гравитационному осаждению-наложению. Похожее происходит и при испарении растворов или застывании расплавов. Поэтому правильнее будет рассматривать и физическое осаждение-наложение, и химическое как один и тот же способ аккумуляции, различие между которыми может быть подчеркнuto составом вещества седиментов. Примерами физического наложения являются илистые, глинистые, пепловые (тефры) седименты, химического – соли, травертины, лавы. Подтверждением того, что все эти седименты образованы, в принципе, одним и тем же способом, являются их промежуточные разновидности, например, мергели, глиносодержащие соли, карбонатсодержащие туффо-алевролиты, туффо-лавы и др.

Накатывание наращивает пологие склоны, проявляясь в георельефе наиболее ярко в условиях большей динамики среды, достаточной для ламинарного или переходного к турбулентному типов движения. Оно образует слабонаклонные склоны продольной к движению среды ориентировки (к примеру, речные косы и побочни), текстура отложений субгоризонтально-слоистая и пологонаклонная, разнозернистая (песчано-валунные отложения). При этом процессе идут также наложение и насыпание, но их следы в георельефе обычно отчетливо не проявляются. Транспорт и седиментация частиц горных пород подчиняются при накатывании закону Бернулли и могут быть описаны эмпирической формулой (Гидравлика, 1978). При этом определяют скорость движения среды (V_a), при которой транспорт частиц уже невозможен (происходит их аккумуляция), а также скорость движения среды (V_t), при которой этот транспорт возможен:

$$V_a = g \frac{8,8 \cdot H}{k} \cdot 4\sqrt{k} \quad \text{и} \quad V_t = 1,41 \cdot V_a ,$$

где g – ускорение силы тяжести, k – средний размер частиц горных пород (м) и H – глубина потока (м).

Набрасывание начинает действовать в условиях еще большей динамики среды, когда движение ее становится турбулентным (число Фруда несколько больше или равно 1) и возникают стационарные вихри (водовороты). В местах возникновения этих вихрей возникают обычно углубления, куда насыпаются частицы и откуда они вихрями выбрасываются вверх и вперед, создавая противоположно наклоненные асимметричные склоны поперечной к движению среды ориентировки (рис. 42, а). Отложения имеют косослоистые (20-35°) текстуры, обычно хорошо отсортированы, песчаные или галечно-валунные. Скорость движения среды (V_R), необходимая для проявления данного способа аккумуляции, определяется эмпирической формулой:

$$V_R = 2,5 \cdot \left(\frac{k}{H}\right)^{\frac{1}{12}} \cdot V_a , \quad (\text{обозначения смотрите выше}).$$

Если динамика среды становится настолько огромной (критическая турбулентность с числом Фруда гораздо более 1), и среда движется настолько быстро, что способна преодолеть вес мощной толщ отложений и привести в сплошное движение-волочение мощный слой частиц, то тогда при аккумуляции в подобных условиях происходит **наползание** слоев друг на друга. При этом могут также действовать наложение, насыпание, накатывание, набрасывание, но их влияние на наращивание склонов невелико по сравнению с наползанием. Признаками наползания являются разнонаклонные и разноориентированные склоны, обратногоградационная слоистость седиментов (когда более крупные обломки залегают в самой верхней части слоя, рис. 42, б), галечно-глыбовые седименты, насыщенные в основании илистым «цементом», и с характерными текстурами захвата и волочения на контакте с подстилающими толщами. Скорость движения среды (V_s), необходимая для проявления данного способа аккумуляции, определяется эмпирической формулой:

$$V_s = 1,41 \cdot V_a \cdot \sqrt{\frac{k_s}{k}} ,$$

где k_s – средний размер самых крупных обломков (м), составляющих около 5% объема слоя седиментов (другие обозначения смотрите выше).

В данной последовательности способов аккумуляции направленно увеличивается средняя крупность частиц отложений, динамика среды, скачками качественно меняется текстура вещества, экспозиция и крутизна склонов СР. Все эти способы аккумуляции и образования седиментационных

склонов свойственны не только водной среде и водным потокам, но и ледниковому, и эоловому геоморфогенезу.

Ясно, что чем интенсивнее и мощнее динамика движения сред, тем больше переносят они обломочного материала, тем крупнее переносимые и осаждаемые частицы и тем быстрее они аккумулируются при уменьшении динамики среды. Скорость падения глинистой частицы в холодной плотной воде составляет несколько сантиметров в сутки, песчинки опускаются со скоростью несколько сантиметров в секунду, а валуны и глыбы – несколько метров в секунду. Поэтому обычные скорости накопления илисто-глинистых осадков, возможного лишь способом наложения, составляют обычно лишь несколько миллиметров и сантиметров в год (Романовский, 1985; и др.). Песчаные дюны или барханы высотой в несколько метров возникают в течение нескольких суток или часов (набрасывание), а селевые глыбовые валы (наползание) – в течение нескольких минут.

Набрасывание и наползание производят огромную работу по аккумуляции частиц в очень короткое время, но действуют обычно лишь локально и эпизодично. Особенно наползание является редким и локальным явлением, но его аккумулятивное воздействие настолько велико и ярко выражено, что его следы весьма длительное время сохраняются в георельефе, несмотря на то, что данный участок СР уже длительное время подвергался другим процессам аккумуляции или, наоборот, денудации.

Необходимо подчеркнуть, что аккумулятивные процессы на суше наблюдаются обычно локально. Как правило, большинство седиментационных склонов суши являются реликтовыми (остаточными) и подвержены денудации. Отсюда целесообразно выделение в георельефе следов **«рецентных»** и **«реликтовых»** аккумулятивных процессов. Чем мощнее был процесс, тем грандиознее его следы и тем дольше сохраняются они в облике «шероховатости» георельефа. Поэтому следы реликтовых процессов являются, как правило, следами мощных экстремальных (иногда катастрофических) явлений (Бутвиловский, 1993).

Аккумулятивные процессы вызываются различными движущими средами и факторами (поверхностными водами, ледниками, ветром, метеоритами, деятельностью человека, вулканизмом и т. д.), но они всегда происходят только на земной поверхности, т. е., всегда являются **экзогенными**.

Особый тип седиментационных склонов образуется при **«импактных»** аккумулятивных процессах, которые возникают как следствие мощных ударов о земную поверхность различных тел, падавших извне (метеориты, лавины, обвалы и др.). Вследствие удара создается обычно участок СР, представляющий собой изолированный кольцевой вал, ударный конус или пологий покров, все склоны которых одновозрастны, если возникли в результате одного события и в одной точке. Ударные седиментационные неровности могут возникать при падении **снежно-ледяных лавин, скальных обвалов, водопадов, метеоритов**, причем первые три типа установлены в земных условиях локально и они обычно невелики по размерам. Метеоритные валы и конусы также достаточно редко встречаются, но их размеры бывают довольно велики и имеют большой научный интерес. Следуя традиции, назовем все эти процессы и морфокомплексы СР **«импактными»**, по возможности уточняя их генезис.

Не следует забывать, что седиментационные неровности могут быть обусловлены хозяйственной деятельностью человека или живых организмов. Такими аккумулятивными процессами могут быть насыпание и наложение (к примеру, бобровые плотины, отвалы, дамбы) или эксплозии (взрывы бомб, к примеру). Назовем их **«техногенными»** и **«биогенными»**. Их распространение и размеры достаточно велики и имеют тенденцию к увеличению. Поэтому учет и картирование техногенных седиментационных склонов очень важны.

Седиментационный рельеф создается и наращивается не только при помощи движущих сред, но и посредством изменения состояния и движения собственно вещества литосферы под действием силы тяжести и особыми явлениями Природы, часть которых, хоть и редка, и локальна, но тем не менее имеет место быть и должна учитываться и обозначаться. Выдавливание-нагнетание из недр веществ, имеющих пластичное и жидкообразное (расплав) состояние (грязь, воду, нефть, соль, лаву и др.) сопровождается его латеральным растеканием и аккумуляцией на земной поверхности. Явление возникновения и наращивания таких седиментационных склонов при вулканизме называют **«эффузивным»**. Примем этот термин в качестве общего для обозначения процессов и склонов данного типа. Выдавливание-излияние может происходить в одном и том же месте неоднократно как из «точки», так и из протяженной трещины. В результате наращиваются эффузивные крутосклонные конусы или обширные пологие покровы, склоны которых, как правило, **различны по форме и разновозрастны**. Фазовые превращения и вещественный состав выдавливаемых веществ, которые создают эффузивные накопления, могут быть **криогенными, литогенными, флювиогенными, пневматогенными, магматогенными**, причем первые четыре в земных условиях обычно редки и малы и могут быть выделены в некоторых особых районах лишь на картах крупного масштаба

(соляные глетчеры, наледи, грязевые вулканы, травертины и др.). Большинство эффузий (вулканы, лавовые покровы) обусловлено магматогенными движениями вещества земных недр.

Движение-выброс вещества из недр на поверхность может происходить и очень быстро, к примеру, вулканическими взрывами-эксплозиями. Эксплозия способствует не только возникновению дизъюнктивных склонов, но и выбрасывает большое количество вещества вверх, которое затем падает вниз и создает седиментационные склоны насыпания и наложения. Такие явления могут быть неоднократными, происходить в разных местах и с разным эффектом. При этом нарастают **разные по форме одновозрастные или разновозрастные седиментационные склоны, которые можно назвать «эксплозивными»**. Вследствие эксплозии создается обычно участок СР, представляющий собой отдельный изометричный конус или пологий покров. Эксплозионные конусы и покровы могут возникать при **криогенных, литогенных, флювиогенных, пневматогенных и магматогенных** фазовых превращениях и физических изменениях вещества недр, причем первые четыре типа являются в земных условиях редкими и малыми явлениями (грязевые, шлаковые конусы и покровы, гейзеры и др.). Однако эти явления также имеют место быть и равноправны со всеми другими, хотя почти все эксплозивные конусы и покровы обусловлены магматогенными изменениями вещества земных недр. Следуя традиции назовем их **«эксплозивными»**. Следует подчеркнуть, что образование седиментационного георельефа посредством эксплозии может сопровождаться всеми известными способами аккумулятивных процессов: насыпанием, наложением, набрасыванием, накатыванием. Но не эти процессы определяют при эксплозии облик СР и вещественный состав седиментов, а сама эксплозия.

Седиментационный георельеф может и возникать при движении деятельного слоя вниз по наклону поверхности (гравитационные аккумулятивные процессы). Все они являются производными от денудационных гравитационных процессов: обваливания-осыпания, десерпции, дефлюкции (оползания), солифлюкции, оплывания. Эти же названия будет правильно применять и при обозначении седиментационных склонов. Гравитационные седиментационные склоны возникают в принципе двумя способами: насыпанием (склоны обвално-насыпных накоплений или **обвалы и осыпи**) и напользанием – **оползни** различных типов (десерпционные, дефлюкционные, солифлюкционные, оплывные) (рис. 43).



Рис. 43. Обвално-осыпные седиментационные склоны (верхняя часть справа), переходящие в оползневые склоны каменного глетчера (центральная часть фотографии) (фото автора)

Соответственно известным физическим и химическим законам, исходя из выше сформулированных аксиом, принципа актуализма и событийности геологической деятельности можно производить приблизительные оценки-расчеты скоростей, длительности образования склонов, мощности, энергии, работы, необходимых для их образования; сил, скоростей движения деятельных сред, их действия на литосферу, перемещения, взаимодействия веществ и др. Через геологические и геоморфологические данные возможны решения обратных задач: правильные заключения о геолого-физических и геохимических процессах и явлениях, неизвестных в современных условиях или в экспериментах; о динамике их хода, не имеющей современных аналогов или неподдающейся непосредственному наблюдению из-за недоступности или необходимости огромного количества времени для наблюдения (Зимов, 1989; Кэри, 1991; Бутвиловский, 1993; и др.), но это тема для отдельных специальных исследований.

8. Историческая геоморфология (морфостратиграфия)

8. 1. Пространство-время и возраст в геоморфологии

Данные геоморфографии и геоморфогенеза позволяют построить и представить морфоструктуру георельефа, а ее анализ и синтез в конечном итоге служат познанию истории его развития. Собственно история образования и развития любого материального предмета представляет собой какую-то последовательность различных его состояний, очередность появления в пространственной структуре предмета новых его частей. **Структура – форма расположения элементов и частей целого относительно друг друга и целого.** Структура есть неотъемлемое свойство предмета, элементы и части которого всегда расположены относительно друг друга в пространственно-временной и (или) в пространственно-парагенетической последовательности.

Георельеф принадлежит пространству литосферы и представляет собой сложную поверхность, элементы которой (склоны-геофакеты) и составляют его морфоструктуру. Они отличаются друг от друга генезисом и динамикой образования, продолжительностью и типом процесса развития, но, самое главное, своими параметрами и формой, которые и отражают в себе особенности этих процессов и явлений. Ясно, что многие склоны образуются неодновременно, одни раньше других и наоборот; иначе говоря, имеют индивидуальный временной параметр (**возраст**) своего образования. **Установление возраста склонов и их правильное расположение в строгой пространственно-временной последовательности являются важнейшей задачей геоморфологии.**

Для этого следует использовать морфостратиграфический подход и учение о морфологической последовательности, основы которых предложены в работах В. Ф. Филатова (Филатов и др., 1976), Г. Ф. Уфимцева (1988, 1994 и др.), В. В. Бутвиловского (1989, 1994 и др.), Д. А. Тимофеева (1992). Анализируя хронологические отношения геоморфологических объектов, Г. Ф. Уфимцев (1988) правильно подчеркивает, что «...какие бы хорошие результаты мы ни получали при изучении коррелятных отложений и введении геологического времени в геоморфологические построения, мы должны ясно осознать необходимость построения собственного времени рельефа» (с. 69). Он считает, что геоморфологическое время «как и геологическое время, непосредственно не наблюдается и не измеряется, оно строится... из морфологии рельефа и пространственных отношений составляющих его элементов...» (Уфимцев, 1988, с. 148), причем «наилучшим образом собственное время рельефа может быть построено на основе некоторой последовательности форм рельефа, подобно стратиграфической. Назовем это морфологической последовательностью» (с. 149). «Построение собственного времени рельефа включает следующие... операции: 1) изучение пространственных отношений и морфологии форм рельефа с целью выявления нормальных рядов и их нарушений; 2) определение морфологической последовательности; 3) построение собственного времени рельефа, осуществляемое путем интерпретации пространственных отношений элементов рельефа и перевода их в возрастные отношения» (Уфимцев, 1988, с. 155). Идея выявления и картирования последовательности образования элементов георельефа реализовывалась также и эмпирическим путем, причем задолго до публикаций Г. Ф. Уфимцева и моих (Бутвиловский, 1989, 1994). Наиболее целенаправленно и эффективно эти исследования велись группой сибирских геоморфологов под руководством В. Ф. Филатова (Филатов и др., 1976), которые впоследствии, как это ни парадоксально, заняли скептическую позицию в отношении геоморфологического времени и морфологической последовательности (Лоскутов, Филатов, 1989).

В более поздних работах Г. Ф. Уфимцев (1991 и др.) развивает и уточняет свои представления о возрасте и морфологической последовательности, выделяя «абсолютное время рельефа, в котором различаются: 1) геологическое время...; 2) физическое время; и относительное время рельефа: 1) относительный возраст рельефа или время Дэвиса; 2) собственное время рельефа или морфологическая последовательность» (Уфимцев, 1994, с. 65). Он считает, что «совокупное индивидуальное время рельефа... должно состоять из трех элементов: времени субэразмального, подводного и подледного рельефа» (с. 156). Д. А. Тимофеев (1992) даже предлагает использовать понятие «полихронный рельеф», понимаемое как гетерохронность георельефа и как множественность типов времен (индивидуального, видового, эволюционного).

Вряд ли столько много разных, зачастую недостаточно точно определенных времен принесут много пользы геоморфологии. Особенно «время Дэвиса», которое отражает некую длительность преобразования (трансформации). Если следовать пониманию времени как последовательности событий образования вещей, то оказывается, что самый «юный рельеф» Дэвиса (крутосклонный) на самом деле бывает гораздо старше самого «старого рельефа» (пологосклонного, выравненного). По сути время Дэвиса это перерыв в рельефообразовании, длительность которого определить зачастую невозможно.

Поэтому полезнее все же обратиться к опыту наших коллег-геологов. Они тоже могли бы выделить несколько видов времен для оценки возраста горных пород, но не стали этого делать, потому что давно поняли их неэффективность. Здесь также есть аналоги циклов Девиса и его «относительного» времени. К примеру, эволюция земной коры от океанической к материковой или «незрелых» осадков к «зрелым». Но геологи не рассматривают их как особую разновидность геологического времени. И правильно делают, пользы от этого «времени» никакой, во всяком случае для осуществления главной цели геологических исследований: для построения геологической карты. Эффективное применение в геологии нашли лишь синхронизация стратиграфических последовательностей и сравнение геологического и физического («абсолютного») времени.

Г. Ф. Уфимцев (1994) считает, что для создания теории «пространства-времени рельефа... достаточно предложить и сформулировать три понятия: 1) **пространственная организованность**; 2) **иерархическая последовательность** и 3) **морфологическая последовательность форм рельефа ЗП**» (с. 50). «Пространственная организованность рельефа в полной мере соответствует понятию о пространстве Лейбница (порядка сосуществования)» (с. 58), оно является трехмерным евклидовым. «Иерархическая последовательность характеризуется... группированием малых форм в крупные и наоборот, с шагом группирования-деления, кратным трем» (с. 87). Морфологическая последовательность – «это ряд сопряженных форм рельефа, в котором все элементы связаны между собой односторонне направленным (стрела времени) отношением «раньше-позже» (с. 75)... это структурированное собственное время рельефа... Такое время рельефа дискретно и наилучшим образом отражает его событийность (структурность)» (с. 79). «Пространственная организованность как порядок сосуществования и морфологическая последовательность как порядок событий основа пространственно-временной структуры рельефа. Пространство-время рельефа... четырехмерно: три пространственные координаты и стрела времени» (Уфимцев, 1994, с. 85-86). Учитывая иерархическую последовательность, Г. Ф. Уфимцев приходит к идее пятимерного (и даже **n-мерного**) пространства-времени георельефа, состоящего из трех знаковых координат евклидова пространства, четвертой, описывающей разрывы и кривизну пространства георельефа (выпуклая-вогнутая кривизна Римана), и пятой координаты стрелы времени.

Может это и так, но все же как-то непонятно. Хоть бы автор показал бы на самом простеньком примере, как такое пятимерное пространство-время строить, как отражать на карте и как использовать на практике. Как пишет Д. А. Тимофеев (1995), попытка доказать пятимерность георельефа «остается на уровне приводимой им (Уфимцевым) цитаты из «Мастера и Маргариты» М. Булгакова. Я повторю эту цитату: «Тем, кто хорошо знаком с пятым измерением, ничего не стоит раздвинуть помещение до желательных размеров». Видимо Г. Ф. Уфимцев «хорошо знаком с пятым измерением». Это последнее, пятое измерение выражается иерархической последовательностью скрытой координатой пространства рельефа, которая «...может быть представлена геометрически в виде спирали закрученной кривой (конус раковины брюхоногого моллюска) с разрывами» (с. 88). Читатель, конечно, все понял, особенно пассаж насчет брюхоного моллюска с разрывами» (Тимофеев, 1995, с. 103-104).

Вероятно, поэтому многие исследователи (Ю. П. Селиверстов, Г. С. Ананьев, А. П. Дедков, В. В. Юшманов и др.) отрицательно оценили эти, на мой взгляд, полезные и, в принципе, аналогичные геологическим обобщения Г. Ф. Уфимцева о сущности возраста георельефа и морфологической последовательности. В. Ф. Филатов считает, что «поиски геоморфологического времени занятие безнадежное», а Ю. П. Селиверстов даже сделал вывод, что изучение морфологической последовательности лишь запутает геоморфохронологию и выхолостит содержание геоморфологии, «сводя её лишь к изучению морфологии, точнее, даже морфографии» (Проблемы..., 1988, с. 226).

Подобная позиция неверна. Идея морфологической последовательности (здесь, морфостратиграфии) ни в коем случае не запутает и не выхолостит геоморфологию, а только колоссально качественно ее обогатит, о чем свидетельствует аналогичный опыт геологии. Акцептируя разработки Г. Ф. Уфимцева, я все же предлагаю попытаться найти более простые подходы к пониманию геоморфологического возраста и к построению морфологической последовательности (морфостратиграфической модели) (Бутвиловский, 1994, 1995, 2007), что и излагается ниже.

Итак, геоморфология, также как и геология, должна особым образом рассматривать и оценивать время, должна **«связать» пространство и время**. Понятие «пространство» определено в разделе 5. 3. Как для литосферы, так и для георельефа оно трехмерно и имеет множество направлений, которые также являются направлениями различных движений. В разделе 5. 3 отмечалось, что от каждой точки пространства всегда следует одно, задаваемое действующей силой направление, по которому стремятся двигаться части (точки) этого пространства. Там же подчеркивалось, что направление движения в пространстве есть также и направление течения времени от моментов, которые случились раньше, к моментам, которые проявились позже, иначе говоря, оно пространственно-временное.

Такой силой для геолого-геоморфологической системы является сила тяжести, направленная вертикально вниз; сила, которая стремится соединить частицы горных пород, уплотнить их и образовать седименты и седиментационный георельеф. Направление «вниз» в этом случае является также и направлением «роста» количества времени (**верх-низ** являются и отношением **«моложе-старше»**). Кроме того, **в георельефе важнейшим параметром является превышение (поднятие) над каким-либо уровнем**. Это превышение должно быть тоже создано, и оно создается силой, производной от силы тяжести, но направленной вверх (подъемной силой). Именно эта сила, обусловленная разуплотнением горных пород, создает превышения в георельефе (поднятия блоков литосферы) и, в конечном итоге – его дизъюнктивные склоны. Поэтому логично принять, **что направление «вверх» в георельефе является и направлением «увеличения» времени** (выше – древнее) или, наоборот, **направление «вниз» в георельефе есть направление «уменьшения» времени** (ниже-моложе).

Латеральных направлений движения частиц по георельефу может быть множество, но, в отличие от геологии, **в геоморфологии всегда известна точка отсчета, от которой во все стороны закономерно располагается и временная последовательность** (как «дальше-моложе», к примеру). Это точки вершин холмов или гор. Противоречия здесь никакого нет: «дальше-моложе» в дизъюнктивном георельефе есть также и «ниже-моложе», **ибо чем дальше от вершины горы, тем ниже находятся точки земной поверхности, т. е. принцип «ниже-моложе» соблюдается** (рис. 8). Именно от этих точек начинается денудационное перемещение вещества, они являются в дизъюнктивном георельефе относительно самыми древними; от них и начинается отсчет возраста элементов георельефа. Именно в наличии таких точек геоморфология имеет преимущество перед геологией. В геологии еще надо устанавливать и доказывать, где в литосфере находятся точки выходов самых древних пород. В георельефе такие исходные точки отсчета для склонов опознаются сразу и без всяких трудностей – вершины возвышенностей.

Итак, направление «вниз» исключительно важно для геологии; направление «вверх» – для геоморфологии. Но геоморфология может использовать оба этих направления: первое, как вспомогательное и вторичное – для СР; второе, как главное и первичное – для георельефа в целом и прежде всего для ДР. В геоморфологии, как и в геологии, возможны и целесобразны два вида оценки времени (раздел 5. 3): «абсолютное» время, измеряемое каким-либо геоморфологическим или физическим (внешним) эталоном, если таковой имеется-принимается; и «относительное» время-возраст, когда возможно лишь установить отношение «раньше-позже» и место склона в пространственно-временной последовательности. Зачем нужны два вида оценки времени? И ту, и другую оценку времени невозможно сделать одинаково точно для всех типов склонов. Возраст седиментационных склонов точнее определяется через один вид оценки времени (через геологический и физический возраст седиментов и сравнение его с геоморфологической хронологией); возраст дизъюнктивных склонов – через другой (через собственно геоморфологический возраст и его сравнение с геологической хронологией). Используя оба вида оценки возраста и зная точность каждого для определенного царства склонов, можно эффективно и правильно сравнивать возраст разобщенных друг от друга склонов, устанавливать их одновозрастность (синхронность) или разновозрастность и тем самым познавать и представлять (картировать) пространственно-временную структуру георельефа. Но что такое геоморфологический возраст склонов?

Геоморфологический возраст склона есть место склона в пространственно-временной последовательности расположения до и после созданных склонов. В принципе, он «измеряется» соотношением с другими геоморфологическими объектами в смысле «старше-моложе» и имеет значение «даты-места рождения» в известной пространственно-временной геоморфологической последовательности (хронологической шкале). Отмечу, что не имеет особого смысла пытаться оценить событие создания склона какой-то длительностью времени, тем более, что это точно определить вряд ли возможно. Возникновение склона-обрыва – это **«событие»**. Событие – нечто случившееся в некий момент времени. Оно всегда является завершением чего-либо одного и (или) началом чего-либо другого. Последовательность событий выражает последовательность временную. Именно последовательность и **неравномерность** событий возникновения склонов создают реальную и разнообразную морфоструктуру георельефа.

Необходимо принять событие как неделимую единицу времени («точку» времени), ведь момент, когда можно сказать, что нечто (склон-обрыв) наконец-то возникло или свершилось, как правило, неуловим. Поэтому элементы георельефа внутри самих себя являются «вневременными» и длительностью времени их возникновения можно пренебречь (геологически мгновенны). Любой склон одновозрастен самому себе во всех своих частях, но разные склоны или всегда разновозрастны по отношению друг к другу, или условно одновозрастны, и задача заключается в выяснении этого.

Важно знать, когда данный склон образовался как нечто отдельное и особое, какого склона раньше, а какого позже. Образование дизъюнктивного склона есть момент окончания его денудационной трансформации (эмбрионального периода) – тот момент, когда он окончательно приобретает свои параметры, форму и положение-место среди других склонов. Данный момент определяется событием возникновения нового, смежного, нижерасположенного обрыва-разрыва (глава 7). **Именно с этого момента начинается развитие склона; этот момент является «датой рождения» и точкой отсчета возраста склона.** Существование и развитие склона есть сохранение подобия самому себе изначальному в каких-то свойствах и, прежде всего, в форме. Действительно, выведенные законы денудации и аккумуляции указывают на стремление склонов в ходе своего развития сохранять не идентичность, но подобие самим себе в форме и в содержании, и создают тем самым возможность для сохранения местоположения склонов относительно смежных, хотя эти же законы непрерывно изменяют и перемещают склоны, вещественно преобразуя оформленные ими геологические тела. **Сохранение подобия склона самому себе и своего места в последовательности есть главное условие существования склона,** причем искажения-изменения свойств склона могут быть многочисленными, кроме нарушения его генезиса, места в последовательности и относительной крутизны (должен оставаться всегда круче или положе смежных по вертикали). На «дату рождения» и, тем самым, на возраст склона эти изменения не могут оказать никакого влияния. Потеря склоном своего места в последовательности склонов есть уничтожение данного склона.

8. 2. Хронологические отношения между дизъюнктивными склонами

Последовательность вещей и место в ней данной вещи можно установить, лишь имея пространственное направление хода времени. Таким направлением в георельефе, как указывалось выше, является вертикаль вверх – направление, противоположное действию силы тяжести. По направлению вверх и «выдавливаются-вырываются» склоны-обрывы из недр на дневную поверхность как «края» поднимающихся блоков литосферы. Согласно движению вверх одни части этих поверхностей-разрывов достигают дневной поверхности раньше, другие позже. Как узнать, какие из них «вышли» наверх из недр раньше, а какие позже? Здравый смысл позволяет предложить лишь одно решение: **если какая-то точка поверхности разрыва, смежная с другой и расположенная вместе с ней на одном и том же профиле, расположена по вертикали ниже этой смежной точки, то следует считать, что нижерасположенная точка «поднялась», вышла на дневную поверхность только после (позже) вышерасположенной, а не наоборот** (рис. 44). Позже вышедшая точка-часть поверхности не может оказаться выше ранее вышедшей, для этого ей надо пройти сквозь эту твердую поверхность, а это возможно лишь в том случае, если данный участок поверхности весь или частью будет разрушен. Видно однако, что одна часть находится ниже другой и обе сохранены, значит верхняя из них действительно на некоторое время более ранняя (старше). Это пространственно-временное соотношение можно аналогично доказать и для множества находящихся друг над другом точек поверхности и склонов, возникающих при разрыве недр и денудации литосферы.

Отсюда выводится аксиома: **в последовательности прилегающих друг к другу дизъюнктивных склонов нижерасположенный склон всегда моложе вышерасположенного смежного дизъюнктивного склона (соотношение «ниже-позже»).** Подобная аксиома была сформулирована еще в 1891 году В. В. Докучаевым (Терминология..., 1977), но ее применимость распространялась на все склоны без уточнений, что неправильно. Тем не менее, приоритет формулировки должен быть отдан В. В. Докучаеву (как принцип Докучаева). Склоны, к которым возможно применение данной аксиомы, следует называть аналогично геологии стратифицированными. Таковыми являются дизъюнктивные склоны, возникающие за счет подъема-разрыва блоков горных пород. Для последовательности седиментационных склонов эта аксиома применяться не может. Для них возможно применение принципа Стенона («выше-моложе»), однако лишь в довольно редком случае, когда седиментационные склоны стыкуются согласно и не разделены дизъюнктивными склонами (объяснение ниже).

Следует отметить, что смежные склоны, расположенные относительно друг друга на одном и том же высотном уровне (по латерали), имеют различные временные отношения. Они могут быть условно одновременными или неодновременными друг другу, и их «одновременность» или «неодновременность» надо устанавливать и доказывать.

Если один склон имеет со смежными склонами несогласные границы, то это значит, что он «подрезал» части контактирующих с ним склонов. Такое могло быть только в том случае, если другие склоны уже существовали и занимали свое положение в пространстве-времени. Подрез их частей мог произойти только позже их образования. Отсюда следует, что **подрезающий склон всегда моложе подрезанных им склонов, причем моложе самого молодого из них.**

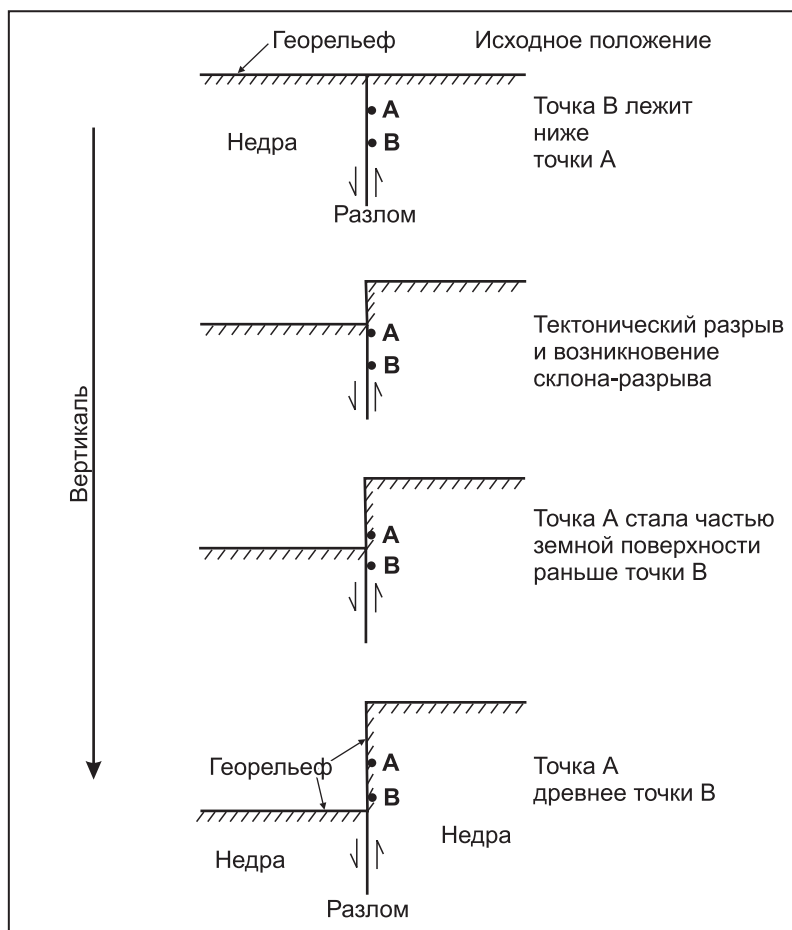


Рис. 44. Геометрическое доказательство хронологического отношения «точка А (склон А) древнее точки В (склона В)» в георельефе, в случае если точка В и точка А принадлежат одной и той же вертикали, и точка В расположена ниже точки А

Аналогичное возрастное отношение свойственно и накрывающим ДР седиментационным склонам. Их геоморфологический возраст всегда определяется как «моложе» всех окаймляющих склонов, кроме дизъюнктивных склонов, врезанных в оформленные данными склонами седименты. В общем, геоморфологический возраст седиментационных склонов не зависит от их латерального и высотного положения. Такие склоны следует обозначать как «**нестратифицированные**».

8. 3. Хронологические отношения между седиментационными склонами

Геологи достаточно надежно доказали, что строгая пространственно-временная последовательность слоев седиментов (и склонов) образуется при их аккумуляции в замкнутых понижениях георельефа ниже базиса денудации (Общая геология, 1976). Выше базиса денудации аккумуляция происходит интенсивнее, но обычно эпизодично, пространственно неравномерно, неодновременно, разнообразными способами и на различных высотных уровнях. **В таких условиях не создается пространственная последовательность седиментационных склонов, которая бы строго соответствовала принципу Стено** (ниже-древнее). Склоны СР одного и того же возраста могут находиться на одном профиле на разных высотных уровнях (к примеру, морены верхнего плейстоцена, голоценовые поймы и др., рис. 45). Геологически более молодые склоны и их седименты часто находятся выше или, наоборот, ниже более древних. Возраст седиментационных склонов, располагающихся выше базиса денудации, как правило, весьма различный и определяется с помощью геологического возраста оформленных ими седиментов, а также из соотношений между седиментационными и дизъюнктивными склонами.

Из этого следует, что «непрерывная» геоморфологическая хронологическая шкала-последовательность не может быть построена посредством седиментационных склонов, и информационные возможности СР в отношении геоморфологического возраста недостаточно полны, точны и репрезентативны. Геоморфологический возраст не является одним из главных свойств СР и оценивается не столь точно как у ДР. Однако его геологический или «физический» (по радиоактивным изотопам и др.) возраст необходимо определять по возможности точно и затем сравнивать и син-

хронизировать со шкалой геоморфологического времени. **Через оценку геоморфологического, геологического и физического возраста элементов СР создается возможность скоррелировать геоморфологическую хронологическую шкалу с хронологическими шкалами других природных систем** (прежде всего, с геологической) и, тем самым, правильно установить и определить пространственно-временные связи между различными явлениями Природы.

Необходимость сравнения геоморфологических, геологических, астрономических, физических, археологических и других хронологических шкал обуславливается необходимостью создания палеогеографических реконструкций прошлого. Геоморфологическую последовательность событий можно сравнить с геологической и другими последовательностями только при помощи хронологических данных от седиментационного георельефа, потому что он и оформленные им седименты одновременно являются как бы составной частью и георельефа, и литосферы. Посредством ДР выявляется при этом общая геоморфологическая хронология, а СР позволяет сравнивать эту хронологию, а также геоморфологические объекты и явления с хронологией и явлениями других природных систем.

При этом необходимо учитывать, что если некоторый седиментационный склон имеет с дизъюнктивным склоном наложенную границу, «перекрывающую» этот дизъюнктивный склон, то данный седиментационный склон всегда моложе данного дизъюнктивного склона. Дизъюнктивный склон, образовавшийся по седиментам, всегда моложе самого молодого из этих седиментов и оформляющего их седиментационного склона. Эти простые аксиоматические правила позволяют всегда очень точно определять возрастные соотношения между склонами ДР и СР.

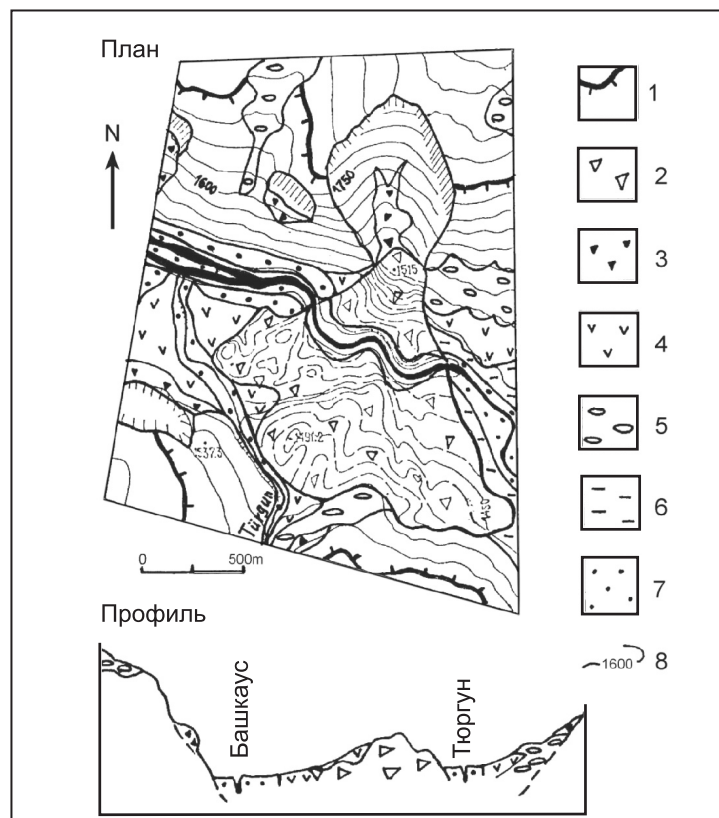


Рис. 45. Пространственно-временные соотношения седиментационных склонов между собой и с дизъюнктивными склонами на примере участка «Обвал Саратан» в Горном Алтае.

Условные обозначения: 1 – **дизъюнктивные склоны и их шовные линии; седиментационные морфокомплексы**; 2 – оползень-обвал (однообразные склоны на разных высотных уровнях);

3 – осыпи (однообразные склоны на разных высотных уровнях); 4 – конусы выноса (однообразные склоны на разных высотных уровнях); 5 – основные морены (однообразные склоны на разных высотных уровнях); 6 – озерные равнины (однообразные склоны на разных высотных уровнях); 7 – пойменные террасы (однообразные склоны на разных высотных уровнях);

8 – изогипсы

Итак, два типа геоморфологических и геологических обстановок (опускания-уплотнения-аккумуляции и поднятия-разуплотнения-денудации) обуславливают два типа условий образования и пространственного расположения склонов, создают два типа устройства морфоструктуры. На участках относительного поднятия образуются стратифицированные дизъюнктивные склоны, упорядоченные в пространстве-времени согласно принципу «выше-древнее». Они несут информацию о своей

геометрической форме, последовательности своего образования во времени, стадии трансформации, реликтовых и современных процессах своего развития. Изучая их, мы восстанавливаем историю развития георельефа, создаем его хронологическую шкалу. На участках относительного опускания литосферы возникают седиментационные склоны, которые, как показано выше, могут иметь между собой различные пространственно-временные соотношения (пересечения, соседства по вертикали, прилегания и налегания сверху, снизу и сбоку), в которых нет строго определенного пространственно-временного порядка (вышерасположенные могут быть и древнее, и моложе нижерасположенных). Эти склоны не стратифицированы (рис. 45). Исследование нестратифицированных склонов и оформленных ими геологических тел не только дополняет историю развития георельефа, но и позволяет получить достоверную информацию о генезисе, физико-химических условиях и способах их образования, а также о современных и реликтовых процессах их развития.

8. 4. Морфостратиграфические подразделения ДР и принципы морфостратиграфии

Целью морфостратиграфии является установление геоморфологического возраста элементов георельефа и доказательство одновременности (синхронности) одних из них с установлением величины их неодновременности по отношению к другим, посредством чего познается пространственно-временная структура георельефа. Соответственно принципу Докучаева возможно лишь абсолютно точное установление неодновременности прилегающих друг к другу склонов. Одновременность можно допускать лишь для склонов, удаленных друг от друга или находящихся рядом на одном высотном уровне в том случае, если тела не имеют отношения «выше-ниже» и несогласных к друг другу границ.

Установление одновременности смежных склонов позволяет объединить их в одно целое, протяженное по латерали, в так называемое **морфостратиграфическое подразделение**. В общем виде обозначим его как **«склоновый пояс»** с подразделением на «ступени», «ярусы», «полосы», «уровни» и т. д. в зависимости от их пространственно-временных параметров. Выделяемые подразделения должны выражать сущность и форму морфоструктуры, ее главные протяженности. Это будет возможно лишь тогда, когда длина (**простираание**) морфостратиграфического подразделения будет многократно превышать его высоту (ширину изображения в плане), т. е. когда оно будет являться протяженной полосой-поясом. **Склоновый пояс – это участок георельефа, состоящий из некоторого множества смежных по латерали дизъюнктивных склонов, имеющих между собой согласные границы и опирающиеся на одну и ту же шовную линию.** Его длина должна как минимум в 5 раз превышать его ширину в плане. При меньших соотношениях он будет иметь вид клина или линзы. Морфоструктура, представленная в виде фигур-клиньев или линз (к примеру, в виде геофациетт, рис. 6), будет выглядеть весьма хаотично; порядок, который присущ георельефу, как и любой другой системе, не будет выражен, а это значит, что свою задачу – познать и представить пространственно-временную структуру георельефа – геоморфологи не выполнили. Поэтому зачастую нет смысла и необходимости выделять наименьшие морфостратиграфические подразделения, состоящие только из одной или нескольких геофациетт.

В основу морфостратиграфии необходимо положить три главных принципа-аксиомы: принцип Докучаева, принцип Смита и принцип Вернера. Принцип Докучаева позволяет установить отношение «раньше-позже» между склонами на одном и том же профиле. Принцип Смита позволяет установить отношение «раньше-позже» для пространственно разобщенных склонов (профилей) по идентичности их геометрической формы и последовательности. Принцип Вернера анализирует **руководящие признаки** разобщенных и смежных склонов и определяет хронологические соотношения по набору многих этих признаков при отсутствии некоторых (**с его помощью идет выбор из нескольких возможных последовательностей одной со взаимозаменяемыми признаками**). Логическое обоснование этих принципов следует из возможных формальных отношений между условными подразделениями «А», «В» и «С» (даны ниже).

В итоге процедура выделения морфостратиграфических подразделений и синхронизация склонов основывается на следующих геологических и геоморфологических принципах:

- принцип актуализма;
- принцип неполноты морфостратиграфической шкалы (часть времени не отражена в морфоструктуре и приходится на перерывы);
- принцип необратимости развития георельефа;
- принцип неповторимости морфостратиграфических подразделений (тоже самое повторно не возникает никогда);
- принцип упорядоченной последовательности образования склонов и седиментов (принципы Докучаева и Стено);
- принцип фациального разнообразия и зональности: склоновый пояс может состоять

из множества синхронных друг другу склонов разных экспозиций (принцип Ломоносова-Гресли);

- принцип корреляции (синхронизации) морфостратиграфических подразделений посредством руководящих признаков склонов и седиментов (принцип Смита и принцип Вернера).

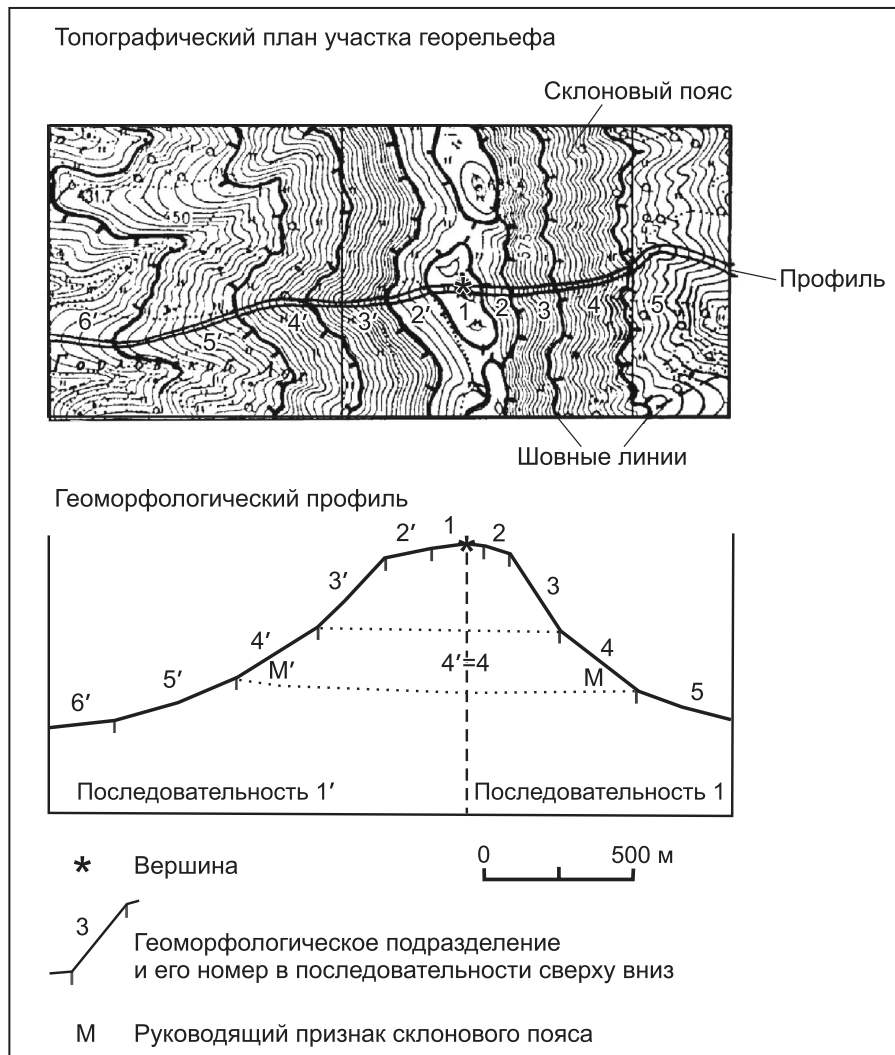


Рис. 46. Синхронизация склоновых поясов на примере реального участка георельефа на Горном Алтае (бассейн р. Катунь); изгибы шовных линий обусловлены деформацией ДР в ходе развития склонов

По аналогии с геологией можно предложить следующую аксиому: **в любой момент времени на поверхности Земли существуют различные условия внешней среды (ландшафтные фации), посредством чего развиваются фациально различные склоны, которые могут быть синхронны друг другу.** Различие внешних условий (географическая зональность, высотная поясность, неоднородность земных недр) обуславливают экспозиционное разнообразие и различие одновозрастных склонов по морфологии и процессам денудации. Данный принцип позволяет устанавливать «одновременность» различных склонов. Допустимость его доказывают наблюдения за современным рельефообразованием в условиях различных природных зон и обстановок.

Следует подчеркнуть, что абсолютная одновременность вряд ли поддается выявлению. События не могут быть абсолютно одновременными. Некоторое время абсолютно одновременным может быть сосуществование вещей, но не их возникновение. Одновременность в геоморфологии, также как и в геологии, является условной, устанавливаемой и доказываемой из пространственно-временных соотношений склонов. Ее необходимо оценивать как **равенство элементов георельефа по руководящим геоморфологическим признакам или как одинаковость соотношений с одним и тем же согласно с ними залегающим элементом, ниже или выше расположенным** (рис. 46). Исходя из последовательности руководящих признаков можно построить хронологическую шкалу геоморфологических возрастов и морфологическую последовательность склоновых поясов

георельефа. «Наиболее полезной, конечно, следует признать последовательность с наибольшей «разрешающей способностью»» (Салин, 1989, с. 193), обеспечивающей в данном масштабе выделение наименьших возрастных интервалов и их прослеживание на наибольших пространствах.

В геоморфологии также нужно создать последовательность особых «руководящих» признаков склонов и с помощью их – «геоморфологическую хронологическую шкалу». **Руководящий геоморфологический признак это некоторое особое свойство, созданное один раз для возможно большего количества склонов, не имеющих между собой отношений выше-ниже.** Оно не должно иметь подобия (не должно повторяться) в выше и ниже прилегающих склонах. Таким свойством может быть, к примеру, стадия трансформации ДР или их комбинация, принадлежность склонов ДР к некоторому комплексу стратифицированных геологических тел, особые коры выветривания и др. Каждый признак имеет свою ограниченную область применения как по латерали, так и в отношении возраста, например, коры выветривания или горные породы. Возрастные отношения между точками (телами) с одинаковыми руководящими признаками есть отношения эквивалентности (условного равенства). **Они саморавны: любая точка А одновозрастна самой себе; они симметричны: если А одновозрастна В, то и В одновозрастна А; они транзитивны: если А одновозрастна В, а В одновозрастна С, то и А одновозрастна С.** Это дает возможность сравнивать между собой удаленные друг от друга объекты без отношений между ними типа «выше-ниже».

В правильной возрастной последовательности необходимо, чтобы каждый ее руководящий признак был, к примеру, «ниже» непосредственно предыдущего и не имел иных отношений с другими предыдущими. В геологии оценка возраста и синхронизация удаленных друг от друга объектов производится обычно с помощью признаков, взятых из других природных систем (биологической, геохимической, геофизической и т. д.), которые оставили свои следы в геологических телах (остатки животных и растений, радиоактивные изотопы, химические особенности и преобразования, магнетизм и др.). В принципе, **целесообразно использовать все признаки, присущие склонам, все признаки равноправны; главное, чтобы они были истинно руководящими.**

Считается, что использование чисто геологических признаков (или геоморфологических) для создания геохронологических шкал, «заключает опасность определения по логическому кругу» (Степанов, Месежников, 1979, с. 65). Очевидно, эта опасность имеется лишь тогда, когда выделяемые элементы системы не везде прослеживаются, когда их положение в пространстве не везде точно установлено, что, к примеру, более характерно для геологических тел. Элементы георельефа практически всегда доступны нашему наблюдению, уже измерены и представлены на топографических картах, поэтому при их синхронизации зачастую нет необходимости в дополнительных руководящих признаках, склоновые пояса можно однозначно прослеживать и сравнивать между собой непосредственно на местности или топографической карте.

8. 5. Денудационный базис в морфостратиграфической модели

Самоподобное горизонтальное перемещение дизъюнктивных склонов и их шовных линий доказано формально-логически и эмпирически. Но возникает вопрос, каково первичное положение шовной линии в момент завершения трансформации и начала денудационного развития склона и склоновых поясов? Для решения этого вопроса следует уточнить, где и как возникает шовная точка (линия). Она является самой нижней точкой (нижней границей) вышерасположенного склона и ее высотное положение определяет базис денудации, т. к. базис денудации есть точка (линия), в которой денудация сменяется на аккумуляцию. Иначе говоря, **шовная линия есть бывшая линия базиса денудации.** Она формируется во время трансформации дизъюнктивного склона, т. е. тогда, когда базис денудации не меняет своего высотного положения по отношению к данному склону ДР (глава 8). Если шовная линия есть линия базиса денудации на момент трансформации склонов, то ее положение в пространстве идентично положению линии базиса денудации. Каково же положение линии базиса денудации? Легко доказать, что **оно субгоризонтально и всегда стремится быть горизонтальным.**

Этому есть прежде всего эмпирические доказательства. Легче всего представить его на примере уровня моря или озера, который является границей между совершенно разными средами развития георельефа, имеет горизонтальное положение (соответственно поверхности геоида) на протяжении десятков и тысяч километров и, как правило, является линией смены денудации на аккумуляцию (во всяком случае ниже волноприбойного действия). Развитие любого участка георельефа на Земле уже миллиарды лет начиналось с того, что поднимающийся блок земной коры сначала выходил из под уровня моря и с этого момента был окружен со всех сторон горизонтальной береговой линией, иначе говоря, горизонтальной линией базиса денудации. И сейчас все материки и архипелаги окружены одной и той же горизонтальной линией базиса денудации – будущей шовной линией для склонов воздымающихся участков суши. Это глобальное одинаковое положение базиса денудации

доказывает возможность глобальной синхронизации склоновых поясов георельефа всех материков и архипелагов и построения общемировой хронологической шкалы геоморфологического времени.

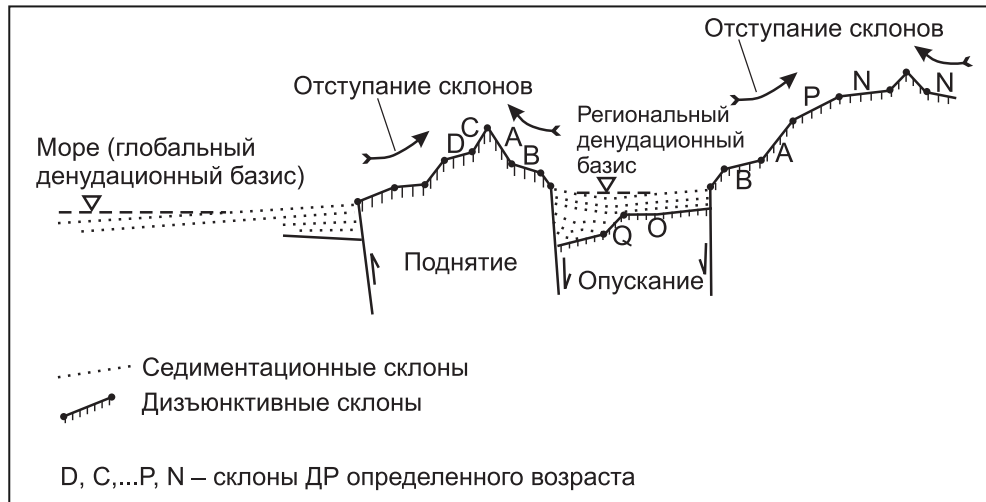


Рис. 47. Глобальный и региональный денудационные базисы и их возможные соотношения с последовательностью дизъюнктивных склонов

Такая ситуация характерна для большей части георельефа, но есть и особые его участки, где положение базиса денудации отличается или могло отличаться от глобального базиса денудации. Например, внутриконтинентальные изолированные впадины-озера, положение линии базиса денудации в которых может быть выше (оз. Балхаш) или ниже (Каспийское море) глобального. Однако и здесь береговая линия только по горизонтали контактирует с возвышенными участками рельефа, а прослеживание поясов ДР по латерали позволит сравнивать и синхронизировать глобальные и локальные шовные линии и выявлять их различия. Сложнее, когда происходит подъем блока внутри континента и возникают дизъюнктивные склоны на суше, в субэкральных условиях. Эти склоны обрамляются здесь, как правило, пологими седиментационными склонами (рис. 47), высотное положение которых также определяется глобальным базисом денудации или внутриконтинентальным локальным базисом изолированного региона аккумуляции. Пример этому – огромные субгоризонтальные континентальные седиментационные равнины и низменности (Западно-Сибирская равнина, Прикаспийская низменность и др.). Из-за наличия глобального базиса денудации, которым является уровень моря, седиментационные склоны этих равнин стремятся приобрести и приобретают субгоризонтальное положение. Субгоризонтальное положение приобретает и их контакт с трансформируемыми дизъюнктивными склонами (как местный базис денудации и шовная линия). **В самом деле, все возможные отклонения контакта седиментационных и дизъюнктивных склонов от горизонтального уровня будут быстро уничтожаться процессами денудации** (если это относительные повышения) **или процессами аккумуляции** (если это относительные понижения). Эти процессы будут идти достаточно быстро, т. к. все неровности линии базиса могут возникать прежде всего на седиментационных склонах, которые сложены рыхлым, легко перемещаемым материалом.

Более высокие локальные базисы денудации, возникшие в результате тектонических поднятий или опусканий внутри блоков, не имеют существенного значения для образования шовных линий, т. к. все они расположены значительно выше глобальных и региональных базисов и, в конечном итоге, зависят от этих базисов. Данные нарушения уничтожаются и «сравниваются» нижерасположенными дизъюнктивными склонами за счет их денудационного развития или трансформации (рис. 48). Если на склоне В в результате локального тектонического разрыва-поднятия возникнут склон-обрыв **ab2** и принадлежащий ему локальный денудационный базис, то они будут уничтожены в ходе собственной трансформации и денудационного развития смежного нижерасположенного дизъюнктивного склона. В итоге склон-нарушение **ab2** приобретет форму нижерасположенного склона и станет его неотъемлемой частью, увеличив высоту нижерасположенного склона на величину тектонического разрыва (**ab2**) (рис. 48). До завершения своей трансформации данный разрыв будет выражен в георельефе локальным дизъюнктивным несогласием-подрезом и седиментационным склоном-наложением. Эти несогласия легко выявляются в морфоструктуре георельефа, картируются и не «мешают» познанию общей закономерной морфоструктуры.

В конце концов то, что шовные линии были первично горизонтальны и могут сохранять свое субгоризонтальное положение в самых разнообразных геологических условиях на протяжении десятков и сотен миллионов лет в условиях активных тектонических движений доказывают эмпирические

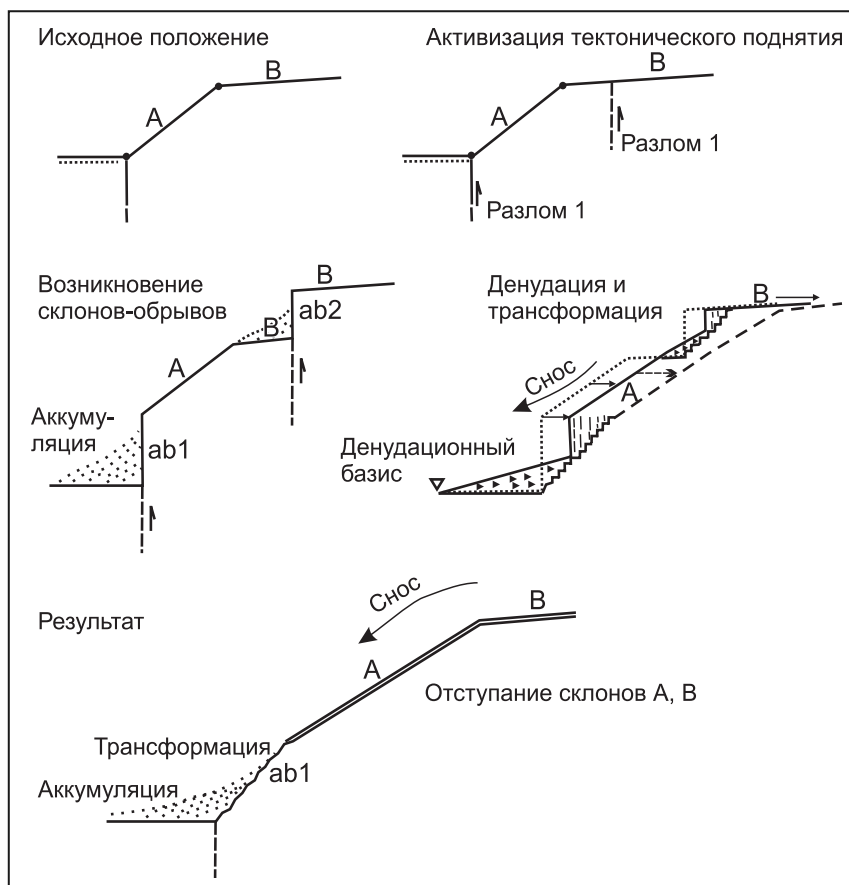


Рис. 48. Уничтожение локальных тектонических нарушений морфоструктуры ДР в ходе денудационного развития

данные, к примеру, по Алтаю, Кузнецкому Алатау, Уралу, Гарцу и другим регионам, где на относительных высотах до тысячи метров и выше хорошо прослеживаются субгоризонтальные шовные линии мезозойского и даже палеозойского возраста. Их положение отчетливо фиксируется в рисунке изогипс топографических карт (рис. 46, 49, 51). Первичное горизонтальное положение и перемещение точек шовных линий по горизонтали в процессе денудационного развития ДР способствует фиксации и сохранению следов всех последующих вертикальных (в том числе и неодинаковых по латерали) тектонических деформаций литосферы с момента образования некоторого склонового пояса и его шовной линии. Тем самым резко повышается информативность ДР в отношении истории развития георельефа и литосферы. Наиболее надежно эта информация фиксируется шовными линиями **вогнутых перегибов** ДР (см. ниже). Шовные линии достаточно легко и однозначно выделяются в топографии ДР, являясь верхними и нижними границами его склонов, и по латерали могут объединять (синтезировать, интегрировать) склоны ДР в единый одновозрастный «склоновый пояс» (рис. 46, 49). Следует дополнить, что склоновый пояс есть совокупность склонов ДР, опирающаяся на одну и ту же шовную линию, «обрезанная» или замкнутая по латерали и отличающаяся от смежных поясов крутизной (каждый склон данного пояса должен быть всегда круче или всегда положе непосредственно выше и ниже расположенных склонов смежных поясов). Склоновый пояс имеет информационные функции, в принципе, идентичные геологическому понятию «слой», «ярус», «горизонт».

8. 6. Создание морфостратиграфической модели георельефа

Исходными понятиями для морфостратиграфической модели являются **вертикальный профиль** (профиль по линии наибольшего наклона поверхности от вершины к низине) и **признак** (все то, о чем можно сказать – присутствует оно в данной точке наблюдения или нет; иначе говоря, некоторое свойство, которое позволяет нечто опознать и отличить). Линия профиля есть геоморфологическая вертикаль, на которой могут быть определены пространственно-временные отношения (ниже-выше, моложе-древнее) между точками и частями георельефа. Признаками являются крутизна склона, его экспозиция, генезис, специфические малые неровности («шероховатость»), горные породы и их свойства, соотношения с горными породами, корами выветривания и т. д. Многие из них измеряемы. Признаки, позволяющие стратифицировать склоны (упорядочить в пространстве-времени), называются руководящими.

Исходным фактическим материалом при построении модели принимаются наблюдаемые и измеряемые данные о распределении на конкретных профилях (геоморфологических вертикалях) точек георельефа, обладающих какими-то отличительными признаками. Затем вводится понятие о стратиграфических отношениях сначала для точек, а потом для признаков.

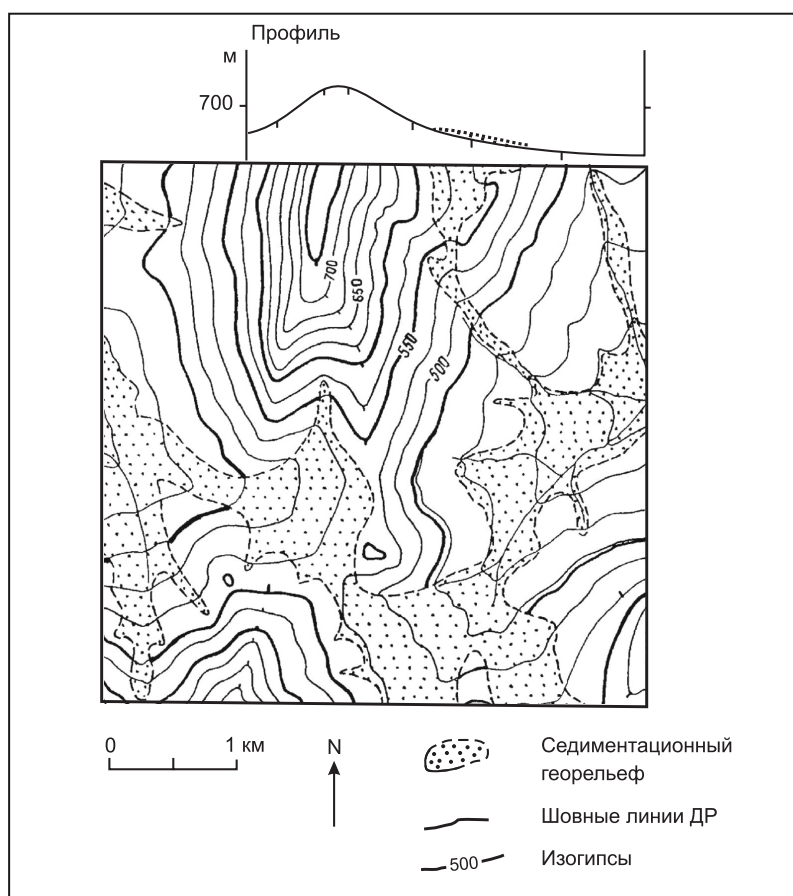


Рис. 49. Морфоструктура ДР в среднегорье бассейна р. Каракокша на Алтае (положение шовных линий горизонтальное и одинаковое на различных участках, несмотря на седиментационные перекрытия)

Правила здесь, также как и в геологии, просты и понятны: **если две точки М и Н находятся на одном и том же вертикальном профиле, то они всегда имеют морфостратиграфические отношения ниже-выше (моложе-древнее).** При этом точка М ниже точки Н тогда и только тогда, когда М следует за Н в направлении от вершины к низине. То же правило логично и необходимо принять и для признаков А, В, С, D, имеющих на одном профиле (их можно также представить в виде точек).

Признаки могут быть стратифицирующимися и нестратифицирующимися. Чтобы выявить какие они, необходимо введение понятия «**стратифицирующая последовательность**» – **последовательность, в которой каждый признак расположен ниже непосредственно предыдущего и не имеет иных стратиграфических соотношений ни с одним из других предыдущих признаков.** Иначе говоря, ему запрещается иметь отношение «выше» и «быть нестратифицирующимся» (когда А ниже В и В ниже А), но **разрешается быть «ниже» или не иметь отношений с другими предыдущими признаками** (не быть с ними на одном и том же профиле-геоморфологической вертикали). В построенной таким образом стратифицирующейся последовательности можно однозначно и непротиворечиво ввести транзитивные отношения возрастной последовательности (**если А ниже В, В ниже С, то А ниже С**) и эквивалентности на основе принципов Докучаева, Смита, Вернера. Понятие «стратифицирующая последовательность» существенно уточняет принцип Докучаева: **на одном профиле «ниже» значит «моложе» только для точек, обладающих разными признаками, а не для тех, чьи признаки не меняются.** Соотношение «моложе» или «древнее» выводится также для точек разных профилей, не лежащих «ниже» одна другой. Для этого **достаточно нахождения в этих точках разных признаков стратифицирующейся последовательности** (общей шкалы руководящих признаков), **установленной ранее** (рис. 50). Это важные уточнения, необходимые для устранения противоречий.

Из многих синхронизированных последовательностей необходимо выбрать одну наилучшую – **геохронологическую шкалу**, обладающую четкими, простыми и, самое главное, наиболее пространственно выдержанными руководящими признаками, которые позволяют проследить наибольшее количество склоновых поясов и имеют наибольшую частоту встречаемости на различных профилях. При этом не столь важно, каков признак. **Важна его «единственность» и «прослеживаемость» по латерали**, он может быть не только геоморфологическим, но и геологическим или каким-либо другим. Разные признаки, фиксирующие одинаковый возраст, могут взаимозаменяться (принцип Вернера). Основываясь на этих понятиях и правилах, производится **синхронизация** склонов (установление их одновозрастности) и **идентификация** (установление принадлежности склонов к одному и тому же склоновому поясу или ярусу). При этом следует отметить, что выделяемые и прослеживаемые склоновые пояса не должны пересекать друг друга.

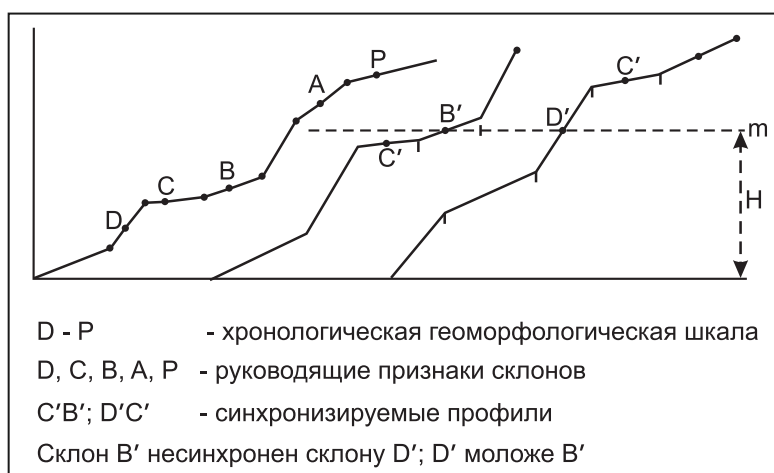


Рис. 50. Хронологическое сравнение морфостратиграфических подразделений отдельных геоморфологических профилей через их руководящие признаки и общую геохронологическую шкалу

Задачей морфостратиграфической синхронизации является соединение одновозрастных склонов в «непрерывный» склоновый пояс. Без введения ограничений эта задача имеет множество решений, правильность которых трудно оценить. Для ее единственно правильного решения следует ввести логически непротиворечивые упрощения и ограничения:

1. Все пояса внутри себя односвязны (непрерывны, без «пустых» мест).
2. Изучаемый пояс также односвязный, он заполнен склонами без остатка.
3. Склон 2 профиля 1, лежащий ниже стратиграфического подразделения 1 (или руководящих признаков некоторого возраста) можно объединять в один непрерывный пояс только с таким склоном 2' профиля 2, который также лежит ниже стратиграфического подразделения 1 (рис. 46, дополнительные примеры с подразделениями 4-4' и 5-5').
4. В один и тот же непрерывный пояс могут объединяться одновозрастные склоны разных профилей.

При соблюдении этих условий решение задачи синхронизации становится однозначным. Смысл первых двух условий сводится к тому, что если прослеживаемые склоны содержат какие-либо включения в виде других склонов (локальный подрез или наложение), то можно абстрагироваться от этих затушевывающих общий облик морфоструктуры небольших осложнений. При этом следует еще раз уточнить определение «склоновый пояс». Склоновый пояс – это совокупность склонов, имеющих стратифицирующие руководящие признаки определенного возраста, но не обязательно одни и те же, а такие, которые бы соответствовали вышеперечисленным условиям 1-4.

Склоны, имеющие различные, но одновозрастные и поэтому взаимозаменяемые признаки, можно обозначить и как «**фации**» склонового пояса. Они могут отличаться друг от друга крутизной, экспозицией, оформляемыми горными породами, процессами и динамикой своего развития. Однако понятие «фация» нужно уточнить, иначе оно ничем не будет отличаться от понятия «склон». Правильнее будет придать понятию «фация» дополнительный географический и палеогеографический смысл, и тем самым связать физическую географию и палеогеографию с геоморфологией (через фации ландшафтов). Склоны как фации являются следствием действия различных факторов в различных условиях земной поверхности или земных недр и им свойственны различные современные (и древние) ландшафты. Это обусловлено законом фациальной зональности, который гласит, что в любой момент времени на поверхности Земли существуют и закономерно сменяют друг друга по латерали различные физико-географические условия, проявляющиеся и морфологии склонов, и в процессах их развития.

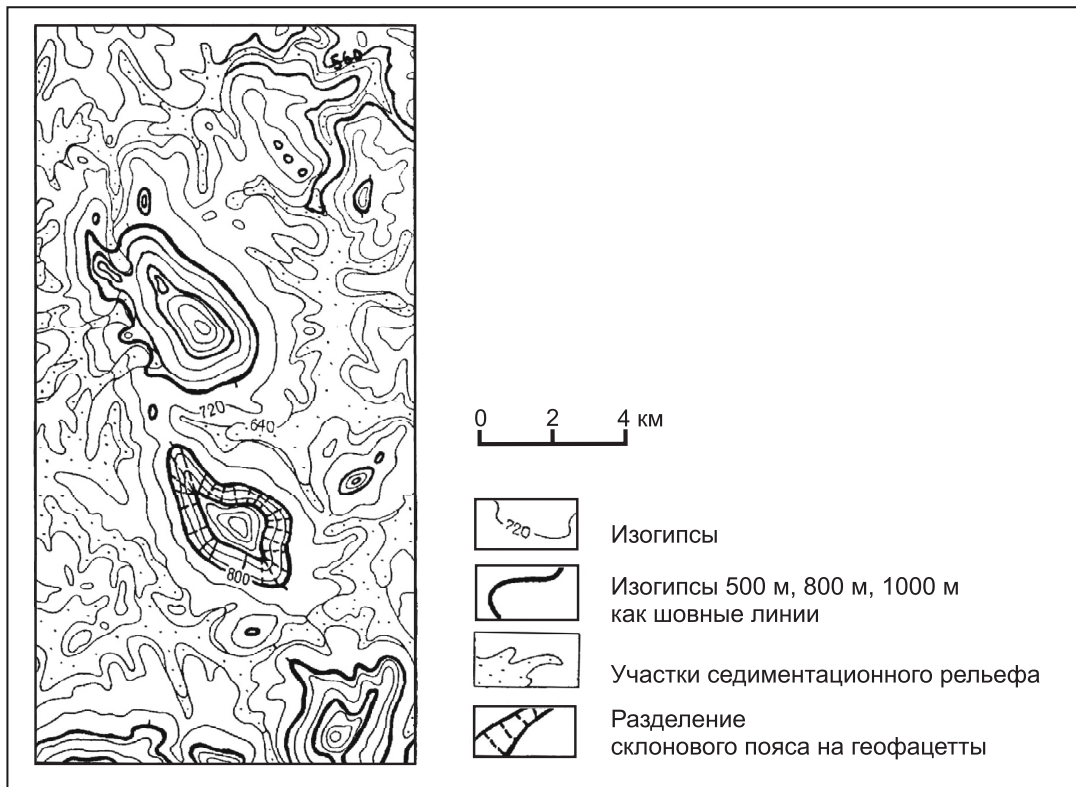


Рис. 51. Плановые очертания мезозойских склоновых поясов на примере одного из районов Кузнецкого Алатау (однообразные шовные линии горизонтальны и одновысотны на протяжении десятков километров)

Решение задачи идентификации и синхронизации еще более упрощается, но в тоже время становится менее точным, когда часть склонового пояса отсутствует на некоторых профилях (склоновый пояс содержит небольшие включения других, дисконформных к нему склонов). Это происходит, когда отношения между смежными по латерали склонами несогласные. **«Несогласное отношение»** – это отношение, при котором данное морфостратиграфическое подразделение местами не соприкасается с подразделениями, которые являются для него соответственно общей морфостратиграфической шкале непосредственно вышерасположенными (более древними) и нижерасположенными (более молодыми). Иначе говоря, данное подразделение имеет здесь локально несогласные границы: подрезы, наложения, разрывы. **«Согласное отношение»** – непрерывное соприкосновение морфостратиграфического подразделения с прилегающими подразделениями, одно из которых в морфостратиграфической шкале непосредственно более молодое, другое – более древнее (границы между ними согласные, конформные). В принципе, склоновый пояс может иметь согласное ограничение только снизу и сверху; **сбоку же никаких согласных ограничений не предусмотрено и не должно быть.** Прерывают морфостратиграфические подразделения только несогласные границы (подрезы, наложения и т. д.). Склоновые пояса, как и горизонты «луковичной» модели А. Вернера, или «бесконечны», или замкнуты на самих себя, или «разорваны». Их плановые очертания имеют поэтому вид извилистых или дугообразных полос, колец, полуколец или сегментов (рис. 46, 49, 51). Лучше всего выражают морфоструктуру и ее последующие тектонические деформации морфостратиграфические подразделения, имеющие друг с другом согласные границы, так называемый **«согласный морфокомплекс»**. **Согласный морфокомплекс – совокупность склоновых поясов, каждый из которых соприкасается только с двумя другими поясами: вышеприлежащим, непосредственно более древним; и нижеприлежащим, непосредственно более молодым.** Согласные границы в дизъюнктивном георельефе являются первичными, несогласные – обычно вторичные и образуются в ходе развития склонов или при возникновении других, более молодых склонов.

При картировании георельефа и построении морфостратиграфической модели избранной территории необходимо точно и истинно опознать дизъюнктивные и седиментационные склоны и обособить их друг от друга. Это исключительно важно. Как и в геологии, не будет ни у морфостратиграфии, ни у других разделов геоморфологии возможности стать научно эффективными, пока седиментационные склоны не будут точно и правильно отделены от дизъюнктивных склонов. При этом необходимо четко обозначить согласные и несогласные границы всех этих склонов. Очень важно разделить несогласия на седиментационные наложения, денудационные подрезы и дизъюнктивные разрывы и, конечно же, выявить отличительные признаки склонов. Все эти данные являются факто-

логической основой для построения морфостратиграфической модели региона. Оно зачастую оказывается не очень сложным, если следовать предложенным правилам. Георельеф измерен достаточно точно и его части хорошо опознаваемы и сопоставляемы. Поэтому для синхронизации склонов и морфокомплексов обычно не нужны особые методы и признаки, как это требуется в геологии. Если морфостратиграфические подразделения контактируют друг с другом и могут быть непрерывно прослежены по латерали, то определение их относительного возраста достаточно просто и не требует особой «палеонтологии» (рис. 46, 49). Поэтому для построения общей геоморфологической хронологической шкалы необходимо выбирать такие участки георельефа, на которых все склоновые пояса точно прослеживаются и наложены на горные породы возможно более различного возраста. Последнее позволяет самым точным образом сопоставить геоморфологические подразделения с геологическими и скоррелировать геологическую хронологию с геоморфологической.

Сложнее, когда одни и те же склоновые пояса разорваны или отделены друг от друга, или когда необходимо установить, какому подразделению геологического возраста примерно соответствует морфостратиграфическое подразделение. В геологии подобной синхронизации служат данные палеонтологии. В геоморфологии рекомендуется применять для этого следующие данные (Филатов, Лоскутов, 1989):

- геоморфологические (абсолютные высоты, характер мезорельефа, ландшафтные особенности, отношения с другими морфостратиграфическими подразделениями);
- геологические (наличие тектонических нарушений в местах геоморфологических несогласий, отношения между элементами георельефа и горными породами).

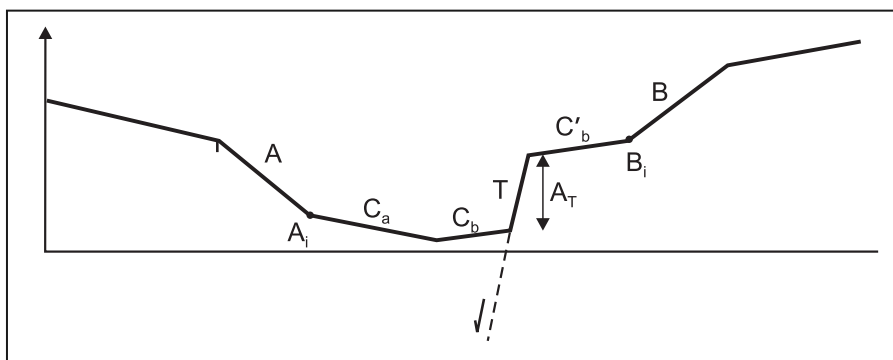


Рис. 52. Синхронизация склоновых поясов тектонически смещенной (разорванной) морфоструктуры ДР

Использование этих данных не всегда позволяет уверенно синхронизировать разделенные друг от друга части склонового пояса. Поэтому необходимо уточнить методы синхронизации пространственно разделенных склоновых поясов. Достаточно надежно могут быть сопоставлены друг с другом разделенные участки георельефа в том случае, если они отделены друг от друга не через тектонические впадины, наполненные седиментами, а через экзогенные локальные седиментационные участки (рис. 49, 51). Эти участки всегда связаны с одним и тем же денудационным базисом, который ведет себя одинаково к данным разделенным участкам ДР. Поэтому на обоих формируется одинаковая морфоструктура, потому что изменения относительного положения денудационного базиса и, соответственно, возникновение склоновых поясов на обоих участках происходят достаточно синхронно.

В противоположном случае (если морфоструктуры участков разные) их должна была бы разделять тектоническая впадина, границами которой являются тектонические нарушения. Вдоль этих нарушений могут происходить различные тектонические движения, которые могут обуславливать создание различной морфоструктуры разделенных ими блоков. Поэтому важно установить тип разделения участков георельефа друг от друга:

1. Они отделены друг от друга площадями-склонами относительно маломощных седиментов (речных долин, троговых долин и др.), накопление которых не обусловлено активными тектоническими движениями именно в данном месте.
2. Они отделены друг от друга активными тектоническими нарушениями (разломами), которые подтверждаются именно в данном месте геологическими данными и обычно прямолинейно или дугообразно несогласно «обрезают» ранее образованную морфоструктуру и «разделяют» ее.

В первом случае необходимо проводить синхронизацию склоновых поясов через сравнение абсолютных высот их шовных линий и через сходство последовательностей склоновых поясов разделенных участков ДР. Принцип здесь такой: сходные высоты и сходные положения в

последовательности – одновозрастные склоновые пояса. Во втором случае необходимо проводить эту синхронизацию с учетом соотношения дизъюнктивных несогласий к «разорванным» ими склоновым поясам и с учетом амплитуды вертикальной тектонической деформации блоков (поднятия или опускания). Эту амплитуду (высоту A_T несогласия Т) можно определить по формуле:

$$A_T \approx H_{B_i} - H_{A_i}.$$

При этом высота разрыва-несогласия A_T (или дизъюнктивного склона «Т») должна быть примерно равной разнице высот шовной линии B_i блока B (H_{B_i}) и шовной линии A_i склонового пояса на блоке A (H_{A_i}), но при условии, что склон «Т» моложе склоновых поясов B и C (рис. 52). Обычно всегда известно, какие высоты имеют шовные линии A_i и B_i , а также склон-несогласие «Т», и их величины можно сравнить друг с другом. Если разность сравниваемых высот шовных линий не превышает высоту расположенных ниже смежных склоновых поясов C_b и C_a , то можно признать, что склоновые пояса A и B синхронны друг другу (одновозрастны). Если эта разность больше высоты склоновых поясов C_b и C_a , то это означает, что высота несогласия-разрыва «Т» включает в себя высоту некоторого неизвестного склона (уничтоженного), который был моложе склоновых поясов B и C_b , но древнее C_b и C_a . Тем самым склоновые пояса C_b и C_a , а также B и A не могут являться синхронными друг другу. Если все же C_a синхронен C_b и C_b , а A синхронен B , то высота шовной точки A_i должна быть равна разности высот между B_i и A_T (рис. 52):

$$H_{A_i} = H_{B_i} - A_T.$$

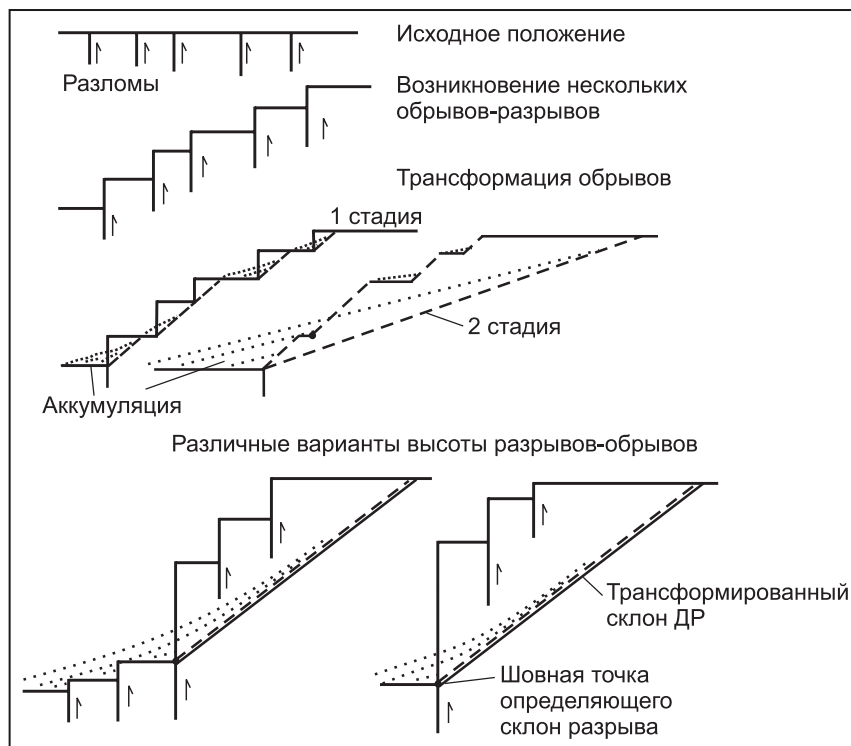


Рис. 53. Возникновение и трансформация дизъюнктивного склона, созданного многочисленными одновременными тектоническими перемещениями разного расположения и амплитуды

Можно все же усомниться в том, что некоторая совокупность склоновых поясов всегда представляет собой последовательность склоновых поясов различного возраста. Быть может они являются результатом нескольких одновременных разрывов одной и той же поверхности (склона)? Если бы это было так, то тогда выше и ниже расположенные крутые склоны-разрывы этой «лестницы» должны были быть синхронны друг другу, а пологие склоны этой лестницы – остатками исходной поверхности (склона) или же разных склонов (т. е. или синхронными друг другу, или разновозрастными). Теоретически и практически подобная ситуация вполне возможна. Однако в данном случае необходимо иметь доказательства, что это именно так, а не иначе. Доказательством должно служить наличие геологически подтвержденных разломов у подножия каждой крутой ступени и соответствующих перемещений (сбросы или взбросы) блоков горных пород. Дополнительным доказательством может быть ситуация, когда разорванная пологая исходная поверхность представляет собой седиментационный морфокомплекс одного и того же возраста (наличие кор выветривания одного и того же типа и возраста на пологих, различно расположенных склонов не является доказательством одновозрастности этих склонов).

Такая ситуация возникает редко и является преходящей, потому что в ходе денудации и трансформации данная, первично сложная ступенчатая поверхность преобразуется в единый дизъюнктивный склон. Это происходит и в тех случаях, когда исходная поверхность разрывается обрывами-ступенями и различной, и одинаковой амплитуды и возраста (глава 8) (рис. 53, 48).

Итак, можно утверждать, что если последовательность склоновых поясов не имеет дисконформных (несогласных) нарушений (это обычно легко распознается), то она всегда представляет собой последовательность, соответствующую аксиоме «ниже-моложе». Это существенно дополнение к обоснованию морфостратиграфической модели. Оно подтверждает, что идентификация и синхронизация морфостратиграфических подразделений теоретически имеют однозначное и точное решение.

Дополнительно можно ввести еще одно правило для определения геоморфологического возраста и синхронизации склоновых поясов. **Если вблизи предгорий некоторой горной страны над пологими склонами поверхности выравнивания А возвышается крутой, более древний склоновый пояс с максимальной высотой H , то его максимальная высота и в глубине этой горной страны не должна быть меньше величины H** (рис. 54). В противоположном случае горная страна должна была бы иметь наклон и уменьшение высот в направлении к своим центральным частям и представлять собой понижение в прицентральной части, где вместо денудации шла бы аккумуляция. Это просто абсурд, потому что данный, реально существующий внутри горной страны склоновый пояс возник и развивался также и здесь, что в условиях аккумуляции было бы невозможно. Поэтому предложенное правило логично и верно.

Следствие из этого правила: **вышерасположенный и ближележащий к главным водоразделам участок поверхности выравнивания может только тогда принадлежать другой, более древней поверхности выравнивания, если этот участок опирается сверху на крутой склоновый пояс, чья высота не меньше высоты крутого склонового пояса, который возвышается над поверхностью выравнивания у периферии горной страны.** При этом вдоль данного участка поверхности выравнивания не должно быть признаков тектонических перемещений (рис. 54, верхняя часть, участок между A_4 и В). Участки поверхности выравнивания, которые местами прослеживаются вглубь горной страны и опираются на крутые ступени, высота которых значительно меньше высоты H (например, H_1), допустимо считать одновозрастными (рис. 54, нижняя часть, $A=A_1$), если этому выводу не противоречат другие, к примеру, геологические данные.

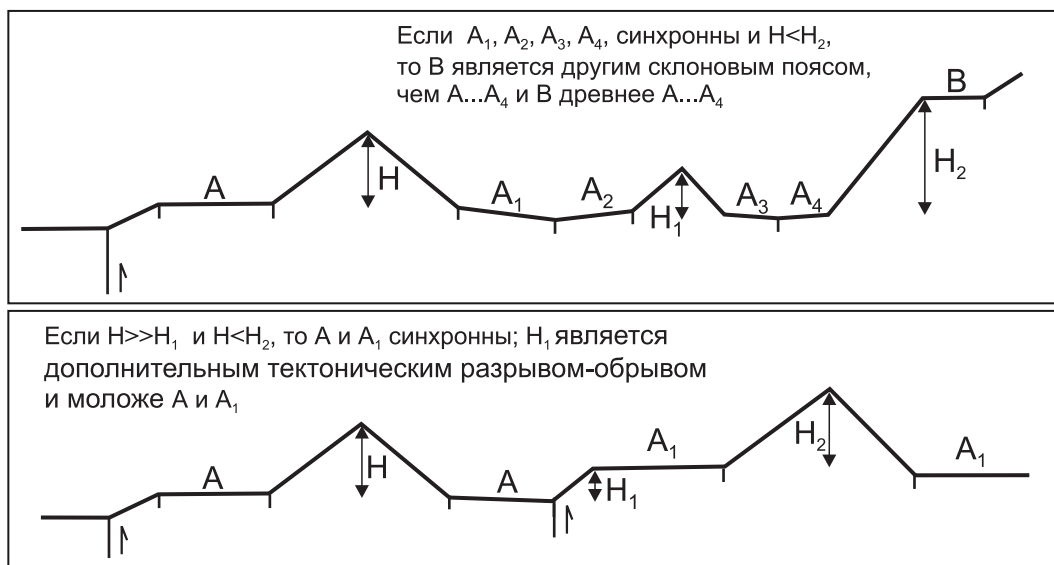


Рис. 54. Синхронизация разделенных склоновых поясов ($A... A_4$; и В) от периферии внутрь горной страны в различных морфотектонических ситуациях георельефа

При синхронизации (корреляции) геоморфологического возраста склоновых поясов с геологической хронологической шкалой можно использовать два метода:

1. Сравнение последовательности склоновых поясов с последовательностью напластования седиментов в прилегающих тектонических впадинах или областях седиментации (в смысле «соответствуют друг другу и примерно одновозрастны»).
2. Определение отношений склонового пояса со стратифицированными геологическими телами (седиментами) известного геологического возраста или с датированными корами выветривания (в смысле определения возраста как моложе или как древнее).

Применение второго метода достаточно просто. Склоновый пояс всегда моложе самых молодых стратифицированных осадочных и осадочно-вулканогенных пород, которые он срезает. Необходимо еще раз подчеркнуть, что интрузивные, тектогенные, гидротермальные породы не имеют отношения к определению возраста склонов, потому что эти породы образуются в земных недрах. Склоновый пояс всегда древнее самых древних стратифицированных пород, которые перекрывают его сплошь или локально. К примеру, некоторый склоновый пояс врезан в породы юры, карбона и девона и локально перекрыт седиментами верхнего мела. В этом случае его геологический возраст должен быть моложе юры, но древнее верхнего мела, т. е. сопоставим с нижним мелом. Такие участки, где геоморфологический возраст склоновых поясов довольно точно синхронизируется с геологической хронологией, встречаются нечасто, но именно они являются опорными участками (**морфостратотипами**) для построения региональной морфостратиграфической модели и геоморфологической хронологической шкалы. От этих опорных участков и должны прослеживаться склоновые пояса далее по латерали.

Применение первого метода синхронизации геоморфологического возраста склоновых поясов с геологической хронологией основывается на сравнении их последовательности и крутизны с последовательностью напластования и литологией седиментов и кор выветривания в прилегающих тектонических впадинах. Лучше всего проследить это на конкретном примере. В частности, Алтае-Саянская горная страна сложена в основном осадочно-вулканогенными породами девон-кембрия и протерозоя и окаймляется седиментационными комплексами крупных прилегающих тектонических впадин: Зайсанской, Кулундинской, Неня-Чумышской, Кузнецким бассейном. Образование этих впадин связано с воздыманием палеозойско-протерозойских блоков горной страны. Их заполняет следующая последовательность осадочных формаций (Ерофеев, Цеховский, 1982; Адаменко, 1974; и др.) (сверху вниз):

1. Олигоцен-четвертичная континентальная формация: грубообломочная, угленосная, сероцветная, полимиктовая, мощностью до 800 м, аккумулярованная в альпийскую эпоху активизации процессов тектонического опускания впадин, похолодания и увлажнения-иссушения климата.
2. Мел-эоценовая континентальная формация: преимущественно глинистая, пестроцветная гематит-каолиновая, кремнистая, с наложенными зрелыми корами выветривания, частью морская, сформированная в продолжительный период слабых тектонических движений, субтропически теплого, периодически сухого или влажного климата (мощность до 300-500 м).
3. Юрская континентальная формация: грубообломочная, угленосная, сероцветная, незрелая, полимиктовая, мощностью до 2000 м, аккумулярованная в мезозойскую эпоху активизации тектоники и относительно прохладного влажного климата.
4. Позднепермь-триасовая континентальная формация: преимущественно глинистая, с мощными латеритными корами выветривания, пестроцветная, мощностью до 100-600 м, сформированная в продолжительный период слабых тектонических движений, субтропически теплого, периодически сухого или влажного климата.
5. Карбон-пермская, частью континентальная, частью морская, частью вулканогенная формация: грубообломочная, угленосная, сероцветная, полимиктовая, мощностью до 4000-6000 м, аккумулярованная в варисцийскую (герцинскую) эпоху активизации тектоники и относительно прохладного влажного климата.

Логично предположить, что каждой формации седиментов соответствует свой коррелятивный (синхронный) склоновый пояс в георельефе, потому что активизация тектонических движений является причиной и возникновения склоновых поясов на воздымающемся блоке литосферы, и одновременного осадконакопления на прилегающем, относительно опускающемся блоке (рис. 55). При воздымании блоков-взбросов всегда происходит погружение-вдавливание прилегающей впадины, потому что надвинутый на нее взброс оказывается дополнительной нагрузкой, способствующей погружению впадины, иначе говоря, чем интенсивнее поднятие и выше созданный им склоновый пояс, тем глубже прилегающее погружение и мощнее аккумулярованный в нем седимент (Бутвиловский, 1985). Склоновый пояс и седимент соответствуют друг другу, возникают практически одновременно и могут считаться синхронными друг другу. Тем самым последовательность склонов можно синхронизировать с последовательностью седиментов, учитывая их облик, материальные свойства, крутизну и мощность. При этом следует учитывать все геологические данные, которые могут позволять судить о возрасте склоновых поясов относительно геохронологической шкалы (например, возраст седиментов во впадинах, коры выветривания, локальное наложение древних седиментов или вулканитов). Эти данные о возрасте не должны противоречить друг другу.

Амплитуда превышений каждого пояса и наклон составляющих его склонов позволяют оценить величины вертикальных тектонических движений, их интенсивность, а также стадии

трансформации склонов. Склоновые пояса прослеживаются на многие сотни км, опоясывая горные сооружения. Следует учесть, что не всегда мощность седиментов, как и высота дизъюнктивного склонового пояса точно соответствуют величине тектонического подъема или опускания. Большая динамика аккумуляции или денудации (особенно экстремальные явления) может создать избыток мощности седиментов (к примеру, аккумуляция выше уровня моря, золотые насыпи, мощные морены) или несогласный подрез большей высоты. Теоретически будет правильным оценивать амплитуду тектонических движений по **минимальной высоте** склоновых поясов. Глубину тектонического погружения также следует оценивать по минимальной мощности согласно залегающего комплекса седиментов.

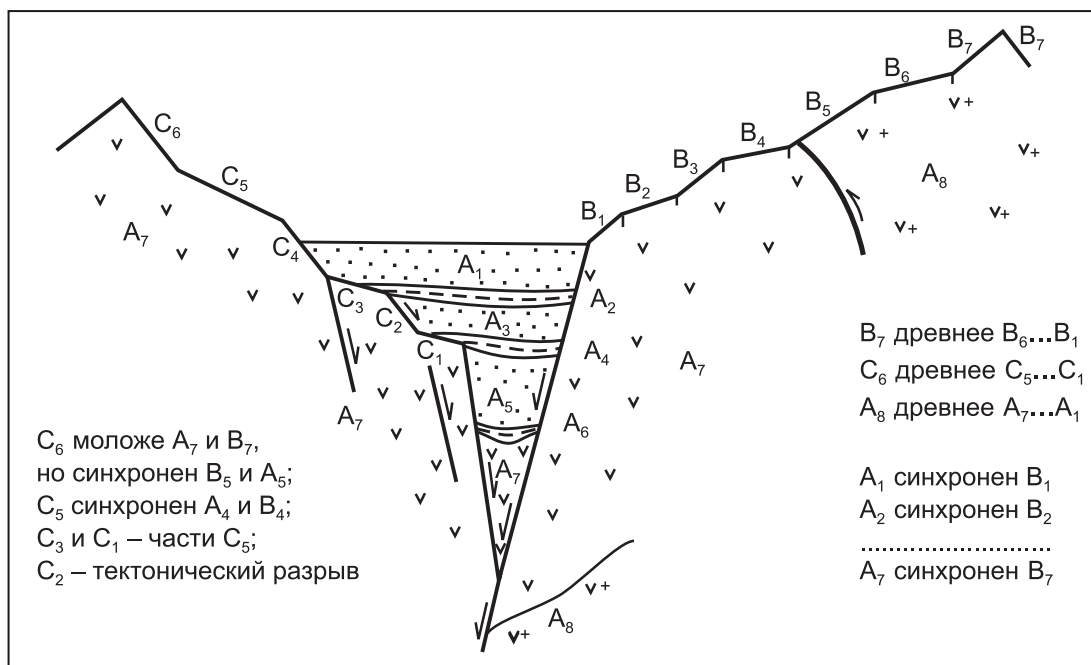


Рис. 55. Синхронизация склоновых поясов (B₁... B₇; C₁... C₆) и формаций седиментов (A₁... A₈)

Морфостратиграфическая модель должна дополняться последовательностью морфокомплексов седиментационного георельефа. Эти морфокомплексы должны быть упорядочены соответственно их местоположению, форме, генезису и геоморфологическому возрасту, который оценивается с помощью геологических данных конформных седиментов. Как правило, они представлены континентальными кайнозойскими седиментами, которые локально аккумулярованы на уже образованном дизъюнктивном георельефе и имеют различные пространственно-временные соотношения (см. раздел 8. 3).

Знания о строении седиментов являются обычно ничем иным, как интерпретацией результатов геологических исследований земной поверхности и только местами – данных бурения и других подземных выработок. Если следовать только данным о геологическом строении земной поверхности и не принимать во внимание другие геологические и геоморфологические свойства этой поверхности, то для континентальных, обычно субгоризонтально залегающих седиментационных комплексов возможно представление только их самых молодых верхних частей, глубинные же части остаются не представленными. С такой потерей информации нельзя мириться. Эта проблема может быть решена с помощью геоморфологических свойств седиментационных комплексов (Бутвиловский, 1994). В главе 7 было обосновано, что морфология и другие свойства склонов СР предопределяются свойствами (генезисом, возрастом) наиболее древних и глубоко залегающих конформных им седиментов. Исходя из фактических данных, отчетливо видно, что форма, генезис и возраст седиментационного склона **В** обусловлена седиментом **2** (рис. 56). На этом же примере (пояснения на рисунке) наглядно представлен полный комплект морфоструктуры ДР и СР.

Посредством георельефа могут быть представлены не только отдельные слои седиментов, но и многослойные седиментационные комплексы, созданные тектонически или климатически обусловленными циклами седиментации или ее особыми, к примеру, экстремальными событиями. При этом заметим, что чем меньше масштаб отображения ситуации, тем более древние и протяженные морфокомплексы СР могут быть представлены как единое морфостратиграфическое подразделение в модели георельефа. В масштабе 1:50000, как правило, не удастся обособить морфокомплексы тектоно-климатических циклов крупнее ранга ледниково-межледниковых (обычно обособляются речные террасы, морены, оползни, барханы, вулканические конусы). В масштабе 1:500000 и меньше возможно

и необходимо представление гораздо более крупных морфокомплексов от более длительных циклов (неоген-четвертичных, мел-палеогеновых). Здесь обособляются протяженные древние флювиальные и гляциальные равнины, предгорные пролювиальные дельты, озерные впадины и т. д. От малых форм в таких случаях следует абстрагироваться, к тому же они уже не выражаются в георельефе данного ранга (рис. 57). Морфостратиграфическая модель выигрывает при этом больше геологической «глубины» и времени, использует больше данных о глубинном геологическом строении, но теряет в своей детальности.



Рис. 56. Хронологические отношения между слоями седиментов и склонами ДР и СР

Для построения морфостратиграфической модели и шкалы геоморфологического возраста необходимо выделить хронологические подразделения (эры, эпохи, фазы). Подобные подразделения свойственны стратиграфической модели в геологии (палеозой, мезозой, кайнозой). Они выделены здесь соответственно этапам развития форм органической жизни, но не обязательно геологической истории. Тем самым в геологическую хронологическую шкалу была введена последовательность возникновения объектов из другой природной системы, относительно независимая от геологического развития. Это оказалось эффективным. Останки живых организмов имеются в различных горных породах и с их помощью можно сравнивать и синхронизировать седименты.

Геоморфологи должны сделать также нечто подобное. В основу геоморфологического хронологического деления можно положить главные этапы тектонического развития земной коры, к примеру, эпохи (эры) горообразования и вулканизма: байкальскую, каледонскую, герцинскую, мезозойскую, альпийскую. В георельефе отношение склонов к горным породам определенного возраста также является своего рода «палеонтологией», посредством которой возраст склонов может быть оценен и синхронизирован в единой системе. Также как и в геологии, каждый склоновый пояс должен быть назван собственным именем по месту (морфостратотипу), в котором он лучше всего выражен, имеет наибольшее количество руководящих признаков, и где его возраст наиболее точно определяется и синхронизируется с геоморфологической и геологической хронологическими шкалами.

В конечном итоге, сущность морфостратиграфической модели заключается в представлении, что склоновые пояса непрерывно окаймляют все поднятия земной поверхности, имеют одинаковый порядок, хотя могут изгибаться и изменяться по высоте и амплитуде высот (но не исчезать), несмотря на то, что из-за тектонических деформаций их высотное положение и высоты могут по латерали изменяться. Чтобы такая модель проявлялась идеально, необходимы идеальные условия, чего на самом деле не бывает, и поэтому в морфоструктуре георельефа есть искажения, несоответствующие этой модели. Искажают модель дизъюнктивные и седиментационные несогласия, которые должны определяться и вводиться в модель как ее уточнения. Искажения идеального образа модели не является ее недостатком, а наоборот более эффективным приближением к реальности. Как и стратиграфическая модель Вернера, эта модель является чисто теоретической. Надо просто об этом помнить, так же как и о том, что методологически подобная модель Вернера оказалась исключительно эффективной в геологии и «работает» уже почти 200 лет. Нам нужно лишь правильно применять эту модель, другой альтернативы в отношении морфостратиграфии у геоморфологов просто нет.

Чтобы иметь право разрабатывать и применять данную морфостратиграфическую модель, нужно быть уверенным в том, что склоны, развиваясь, сохраняют свои первично полученные свойства и местоположение в последовательности, несмотря на снос или накопление вещества. Возможность и необходимость этого были доказаны в главе 7. Это же можно утверждать и для горных пород.

Все они, как и склоны, являются лишь копиями своего первичного состояния, местоположения и формы, но копия, если она действительно копия, всегда хранит информацию оригинала.

8. 7. Деформации морфоструктуры георельефа

Как уже неоднократно подчеркивалось, склоны в ходе своего денудационного развития сохраняют геометрическое подобие самим себе, и все точки их профилей сноса перемещаются на одинаковые расстояния. Это чисто теоретически. В реальности воздействие внешней среды на георельеф и устойчивость горных пород различны и в пространстве и во времени. Поэтому некоторые участки георельефа (точнее, его профильные линии, иначе – **линии сноса**) могут отступать-перемещаться быстрее других. Необходимо подчеркнуть, что вертикальная пространственно-временная структура ДР при этом не искажается или искажается несогласиями лишь локально (аналогично тому, как в литосфере параллельная слоистая структура стратифицированных пород локально искажается размывами, заполненными линзами более грубозернистых пород или без таковых).

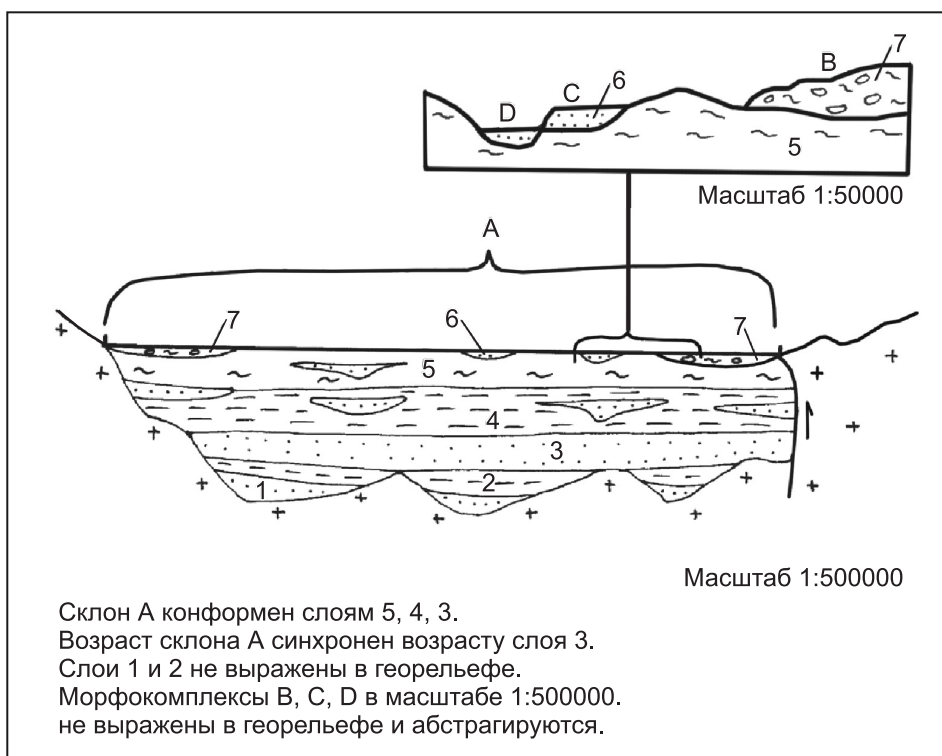


Рис. 57. Превращение (генерализация) седиментационных морфокомплексов В, С, D в составную часть морфокомплекса А при представлении георельефа в более мелком масштабе

Из-за разных скоростей развития (отступления) линий сноса возникает **«горизонтальное расчленение»** георельефа, которое является следствием появления все новых и новых неровностей (долин, отрогов, ниш). Это происходит посредством роста новых склонов из линий сноса между двумя смежными склонами или внутри какого-то одного склона (рис. 58, 46). Казалось бы, это нарушает всю теорию морфостратиграфии, ибо «вырастающие» между склонами или в склоне «новые» склоны должны быть моложе «старых», смежных по латерали склонов, потому что появились в георельефе как воспринимаемые и картируемые элементы явно позже смежных склонов. Решение этого парадокса простое. **«Новый» склон развился (вырос, расширился) действительно позже смежных склонов, но не возник позже их, а абсолютно синхронен им.** Каждый первично возникший при разрыве геологических тел дизъюнктивный склон имеет бесконечное множество профилей-линий сноса, которые его и составляют. Естественно, что возраст склона и всех составляющих его точек и линий одинаков (**они саморавны**). Но из каждой линии сноса при соответствующих условиях может развиваться «новый», латерально смежный, с согласными боковыми границами склон (если скорость денудации в ней больше, чем в смежных линиях сноса). Каждый «новый» склон развился из линии сноса, принадлежащей первичному склону, возраст которой абсолютно равен возрасту первичного склона. Иначе говоря, «зародыш» (эмбрион) новых склонов заложен (спрятан) в каждой линии сноса склона, и этот «зародыш» имеет тот же самый возраст, что и сам первичный склон. Разовьется ли «зародыш» в большой склон или нет – это на его возраст не влияет. Линии сноса являются как бы носителями «генов» латерально смежных склонов ДР.

Естественно, что развитие склонов ДР требует для своей реализации огромного количества времени. Можно полагать (и это подтверждается эмпирически), что **чем относительно выше (древнее) георельеф и менее устойчивы горные породы, тем многочисленнее развившиеся из линий сноса склоны и сложнее латеральное (в плане, по горизонтали) расчленение склоновых поясов на склоны.** Это латеральное расчленение-усложнение морфоструктуры георельефа можно назвать **деформацией** георельефа, происходящей как за счет гравитационных денудационных процессов, так и за счет движущихся внешних сред (рис. 58).

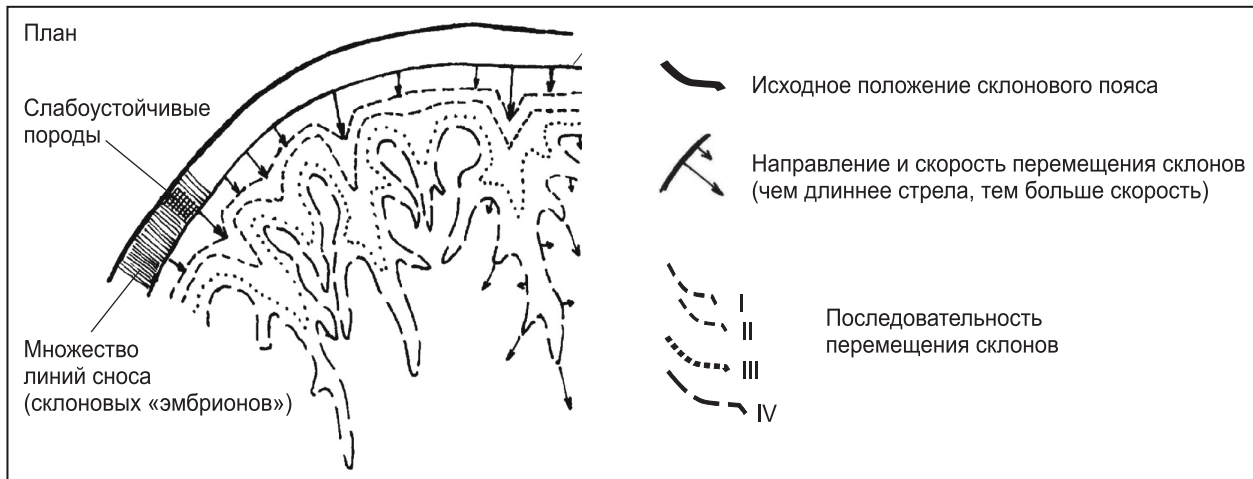


Рис. 58. Развитие дизъюнктивных склонов и возникновение посредством неравномерного денудационного перемещения латеральных деформаций склонового пояса

Эта деформация сродни деформации (складчатости, смятию) горных пород, возникающей в ходе их развития (уплотнения). Причем, чем мощнее и пластичнее толща горных пород, чем длительнее шел процесс уплотнения (чем древнее породы), тем интенсивнее их складчатость, тем более «сжимается» геологическое «пространство». **Геоморфологическое «пространство» при создании дизъюнктивного георельефа и его денудационной деформации, наоборот, увеличивается.** Нетрудно подсчитать, что увеличение площади реальной поверхности георельефа в горах по сравнению с его горизонтальной проекцией может достигать 40-60% и более. Предстоит еще описать, типизировать, классифицировать деформации («складчатость») георельефа и сделать это можно будет только с помощью геоморфологического картирования.

Существующий георельеф может быть деформирован также и тектонически (разорван, изогнут, наклонен). Такую деформацию определяют по положению шовных линий вогнутых перегибов

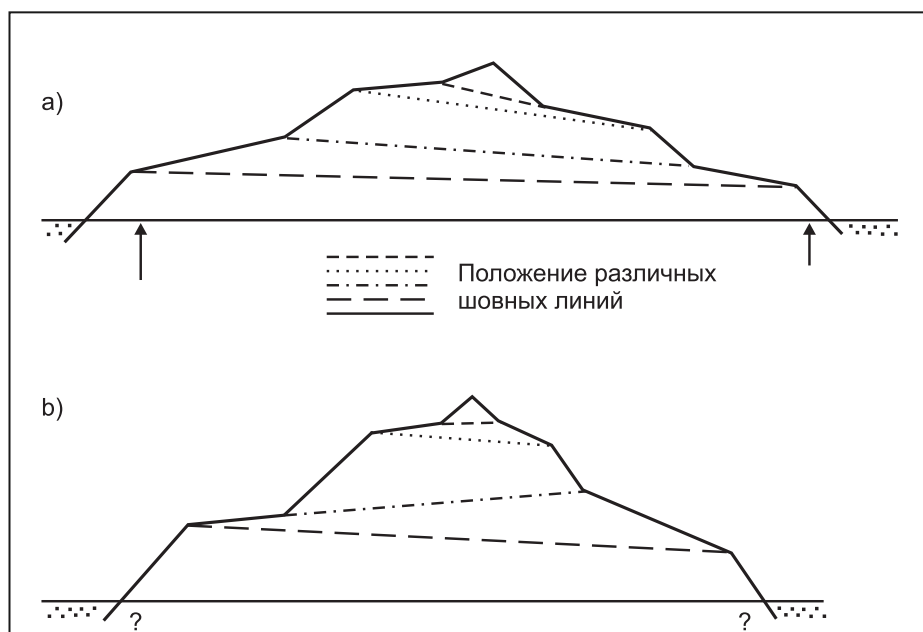


Рис. 59. Возможные (а) и невозможные (б) положения шовных линий склоновых поясов различного возраста, которые последовательно деформировались пликативными тектоническими движениями

склонов. Если после образования склонового пояса не происходило латерально различных вертикальных тектонических движений, тогда его шовные линии должны сохранить свое первичное горизонтальное положение и определенную, в пределах одной линии одинаковую абсолютную высоту. В противоположном случае шовные линии (склоновый пояс) будут деформированы: наклонены, изогнуты или ступенчато разорваны на части и подняты на различную высоту.

Правильно установленные и прослеженные склоновые пояса (шовные линии) вблизи вершин (как древнейших частей георельефа) позволяют сразу оценить имеющуюся тектоническую деформацию, ее величину и форму. Эти данные позволяют контролировать выделение и прослеживание более молодых нижерасположенных склоновых поясов, а также определение величин их тектонической деформации. Ясно, что деформации более молодых склоновых поясов обычно должны быть меньше (но никогда – не больше) деформаций более древних, и более молодые склоновые пояса не могут быть наклонены в противоположном направлении, нежели древние (рис. 59). Это очень важное дополнение. Нужно всегда принимать во внимание, что геометрические параметры нижерасположенных склоновых поясов не противоречат параметрам вышерасположенных.

Нужно быть также уверенным, что, к примеру, длительные колебательные тектонические движения (эпейрогенические) не преобразуют ранее образованную морфоструктуру дизъюнктивного георельефа, несмотря на неоднократные его погребения и новые «откапывания». При помощи профильной модели устанавливается, что при подобных тектонических движениях блока георельефа его морфоструктура и возрастная последовательность склоновых поясов (1, 2, 3) все же остаются подобными первичным. При этом его самый нижний и молодой склоновый пояс трансформируется во все более пологий склоновый пояс (4) (рис. 60). И при общем погружении участок ДР сохраняет свою ранее образованную последовательность и морфологию склоновых поясов. В ходе нового поднятия его морфоструктура снова «откапывается» («очищается» от перекрывающих седиментов). Это происходит потому, что всегда имеется огромная разница в денудационной устойчивости литифицированных пород, оформленных ДР, и перекрывающих их седиментов (глава 7). В результате седименты геологически моментально удаляются денудацией при поднятии блока и морфоструктура ДР сохраняет свое подобие первичной. Тем самым можно быть уверенным, что дизъюнктивный георельеф даже в самых различных ситуациях сохраняет свою морфоструктуру, и наши знания, интерпретации и реконструкции, если они получены и сделаны методически корректно, не являются фикцией.

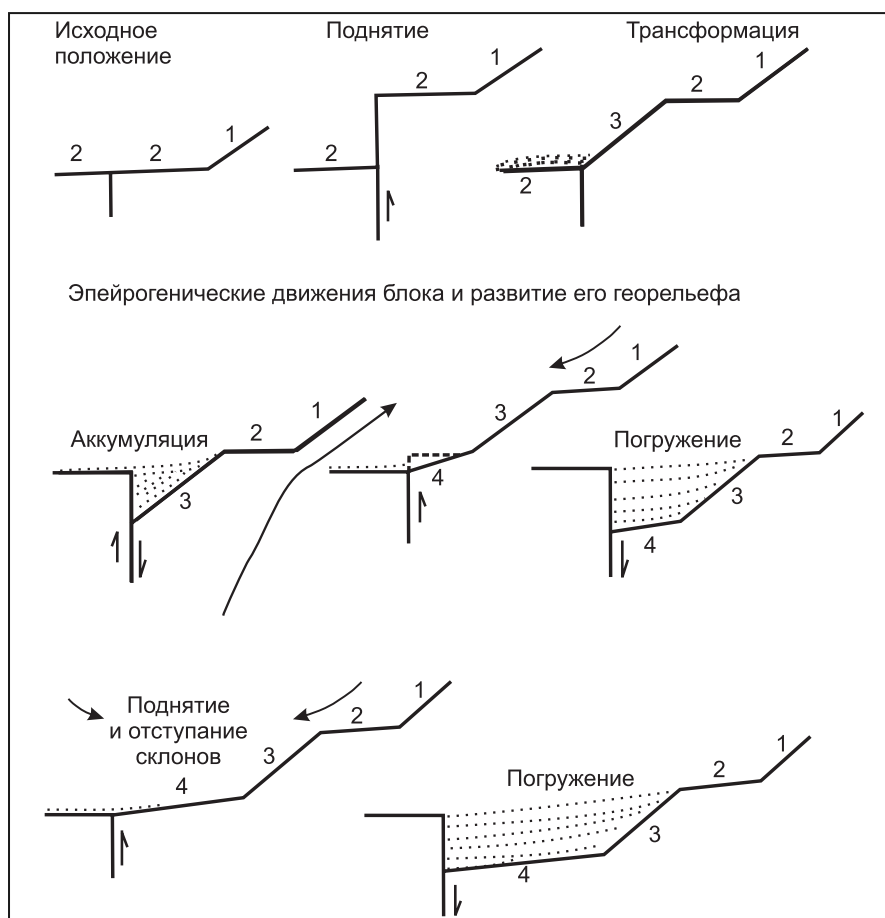


Рис. 60. Модель развития участка ДР в ходе неоднократных эпейрогенических тектонических движений

8. 8. Эмпирические подтверждения применимости морфостратиграфической модели

Очень важно доказать, что и в самых разнообразных условиях первично возникшая структура и последовательность георельефа стремится сохраниться и обязательно сохраняется, хоть и не повсеместно. Теоретические и эмпирические доказательства этого приведены уже при характеристике шовных линий – основы структуры георельефа (рис. 46, 49, 51). Но на данный момент самыми весомыми эмпирическими доказательствами являются наблюдения других исследователей. Анализируя георельеф горного массива Гарц в Германии, В. Пенк (1961), к примеру, делает выводы о том, что **геологическое строение и состав горных пород существенно не влияют на морфологическую последовательность георельефа**. Вальтер Пенк отмечает ступенчатое строение днищ долин и регрессивное отступление этих ступеней (склоновых поясов) вглубь горного массива (вверх по рекам). **С крутыми ступенями связаны здесь сужения долин, а с пологими их участками – расширения ложа долин и вогнутость (выположенность) склонов**. «Каждая остаточная поверхность предгорной лестницы продолжается в форме дна долин в возвышающиеся над ней участки местности... Каждая более низкая остаточная поверхность должна быть по своему возникновению моложе, чем соседняя более высокая, а высшие части местности являются наиболее древними областями сноса» (Пенк, 1961, с. 240). Остаточные поверхности разделяют склоны, выпуклые в бровке, вогнутые в своей подошве. «Каждая остаточная поверхность предгорной лестницы, как только на ней создадутся условия для нисходящего развития... расширяется в сторону более высоких и древних зон и в тоже время суживается со стороны более низкой ступени, расчленяется в горный рельеф соответствующей высоты и наконец уничтожается» (Пенк, 1961, с. 241). Эта реальная морфоструктура, последовательность и направленность развития георельефа полностью соответствует предложенной мною модели строения и развития георельефа.

Пример подобной морфоструктуры («предгорной лестницы») приводит и Бюдель (Büdel, 1935, Fig. 58, 59) для центральной части Рудных гор (рис. 61). Макарова Н. В., Макаров В. И.,

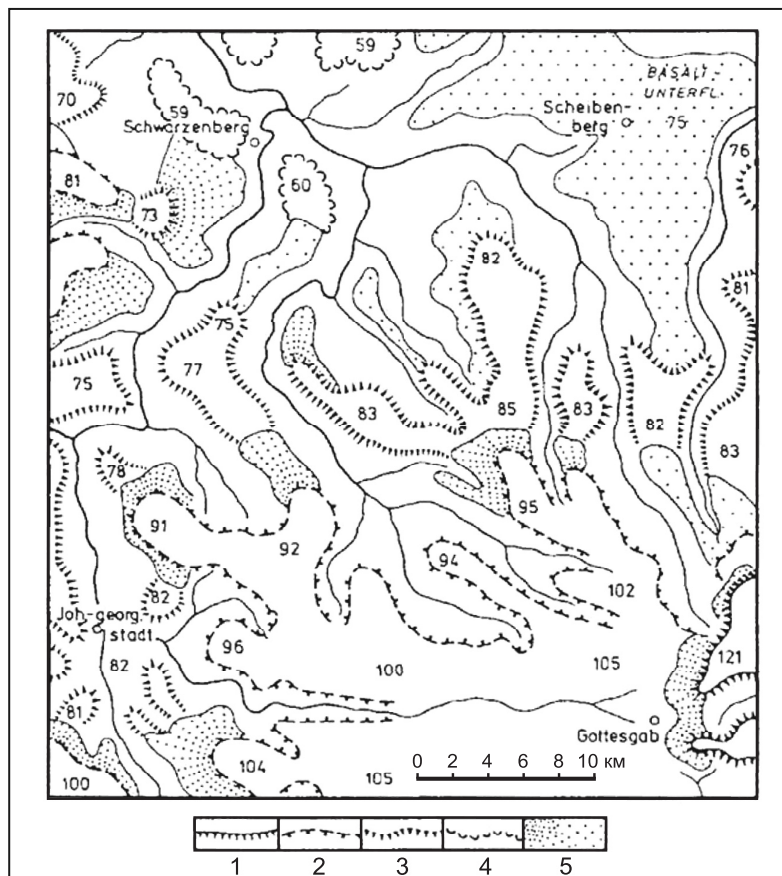


Рис. 61. Лестница поверхностей выравнивания в западной части Рудных гор (BÜDEL 1935): 1 – центральное нагорье Фихтельберг; 2 – поверхность выравнивания Gottesgab, доолигоценовая (цифры 100, 105 – абсолютные высоты соответственно 1000 и 1050 м); 3 – поверхность выравнивания Schöneck, поздний олигоцен-средний миоцен; 4 – поверхность выравнивания Vogtland, поздний миоцен-поздний плиоцен; 5 – краевые ступени поверхностей выравнивания, денудированные и переформированные; долинные крутосклонные врезы плейстоценового расчленения оставлены белым

Соловьева Л. И. (1980) отмечают, что вопрос о сохранности первичной морфоструктуры георельефа, в частности древних поверхностей выравнивания в высокогорьях, подвергшихся оледенению, актуален и требует своего решения. Известно, что на склонах Туркестанского хребта Тянь-Шаня отчетливо выражены несколько разновозрастных поверхностей выравнивания (мел-палеогеновая, миоценовая, плиоцен-четвертичная), с которыми сопряжены уходящие вглубь хребта ступени эрозионных врезов. Исследуя георельеф данного региона, они (Макарова и др., 1980) установили, что пологие днища каров и трогов четко приурочены к этим уровням выравнивания, преобразованы, но не уничтожены, а лишь продолжены-перемещены ледниковой денудацией. Отсюда сделан вывод о том, что ледниковая экзарация вызывала отступление внешнего края соответствующих поверхностей выравнивания вглубь долин-трогов (во всех хребтах), и **ступенчатое строение рельефа каров-трогов соответствует ступенчатости древней морфоструктуры рельефа, унаследует и сохраняет ее**. Сохранность первичной структуры георельефа в самых различных условиях подтверждает также и то, что все материка имеют не случайную, а примерно синхронную и морфологически сходную последовательность циклов денудации и горообразования (Кинг, 1962; Борисевич, 1980, 1989; и др.).

Пример региона Восточной Африки (Белоусов и др., 1974) представляет реальную тектоническую деформацию склоновых поясов (наиболее показательны поверхности выравнивания) (рис. 62). Здесь же отчетливо видно, что, несмотря на деформации, подобие первичной морфоструктуре и пространственно-временная последовательность склоновых поясов прекрасно сохранились. Соответственно разработанной региональной морфостратиграфической модели было проведено и геоморфологическое картирование всей территории Горного Алтая (Бутвиловский, Бутвиловская, Аввакумов, 1996). При этом выявлены различные пликативные и дизъюнктивные тектонические деформации георельефа. Амплитуда вертикальных перемещений-разрывов склоновых поясов смежных блоков достигает 200-400 м, их пликативных наклонов – до 50-100 м на протяжении 20-30 км, выражаясь в общем сводовом поднятии горной страны около 500-800 м.

8. 9. О генетических свойствах, динамике и развитии георельефа

Уже указывалось, что генезис склона есть способ возникновения склона посредством некоторого движущего фактора-среды (глава 5). Один и тот же способ может быть реализован в условиях разных сред и сил, разных причин и следствий. Поэтому зачастую разные среды и силы создают сходные (**конвергентные**) формы и отложения. Конвергенция – морфологическое и структурное сходство объектов разных классов, образованных в разных обстановках (Энциклопедический..., 1982). Примером конвергентных форм и отложений является эоловая и речная рябь, оползневые и конечно-моренные морфокомплексы, метеоритные и вулканические кратеры и др. Нужно ли их разделять? Конечно, когда это возможно. Для этого и необходимо понятие «генезис», с помощью которого и можно отличить геометрически сходные вещи. Но для этого нужно разделить саму

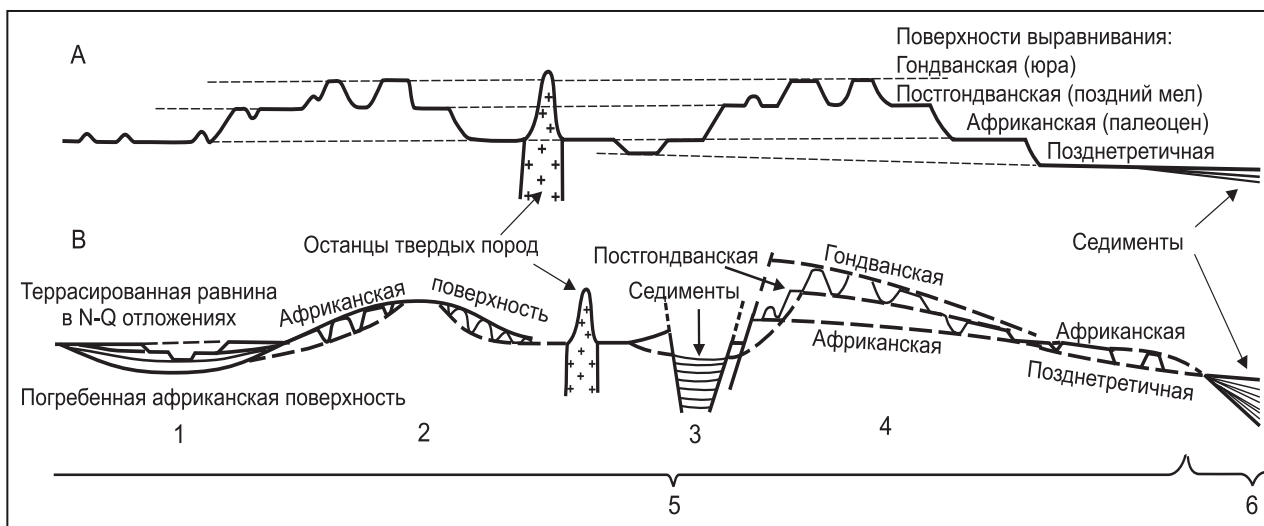


Рис. 62. Схема соотношений поверхностей выравнивания различного возраста в Восточной Африке (Белоусов и др., 1974): А – без учета последующих вертикальных тектонических движений; В – с учетом таковых (деформации происходили в мезозое и кайнозое); зоны: 1 – новейшая впадина, погружение которой прекратилось в позднем плиоцене; 2 – поднятие, начавшееся в неогене; 3 – современная впадина; 4 – поднятие, начавшееся в мезозое; области: 5 – общее поднятие в кайнозое; 6 – общее опускание в кайнозое

процедуру установления генезиса склонов на два этапа: 1 – оценка способа образования склона (дизъюнктивный или седиментационный) через его геометрическое отношение к оформленным им горным породам (что возможно всегда) и 2 – оценка условий и сред его возникновения (фациальной принадлежности). Эта оценка не для всех склонов является точной, имеет много возможных вариантов, но она необходима (если возможна), т. к. существенно обогащает наши представления и позволяет разделять конвергентные морфокомплексы друг от друга. Способ возникновения конкретного склона всегда один. Поэтому вряд ли целесообразно выделение склонов «смешанного» генезиса (типа озерно-аллювиально-пролювиальный и, тем более, денудационно-аккумулятивный). Склон не может быть одновременно озерным, аллювиальным и пролювиальным (законы логики).

Когда же и для каких склонов возможно достаточно точное определение всех признаков генезиса?... Способы и динамика физических движений и влияние внешних сред могут четко фиксироваться лишь сохранившимися вещественными продуктами их действия (текстурой, вещественным составом). Т. к. вещество является главным носителем точной генетической информации, то и **седиментационный георельеф наиболее информативен в отношении генезиса**. Генезис дизъюнктивного георельефа в большинстве случаев нельзя установить в полной мере; склоны ДР врезаны в горные породы, уже перемещены от места своего образования и вследствие денудации не имеют морфологических и вещественных следов условий и факторов своего образования (глава 7). Главное свойство ДР – геоморфологический возраст. **Генезис есть главное свойство СР**.

Последнее признают многие исследователи. Даже разрабатывается специальное учение о так называемых **генетических типах отложений**, которые делят на две группы: **континентальные и морские**. Е. В. Шанцер (1966, 1980) подчеркивает, что изучение континентальных отложений требует существенно иного подхода, чем изучение морских осадков. Многочисленные эмпирические данные показали, что морские и бессточные озерные водоемы – это конечные осадкоприемники, где господствует аккумуляция. На суше, где преобладают крутонаклонные склоны и господствует выветривание и денудация, аккумуляция идет локально и кратковременно, но возникающие седиментационные склоны и континентальные отложения очень разнообразны по генезису и обстановке своего возникновения. Литологическое разнообразие континентальных седиментов невелико, преобладают относительно маломощные грубообломочные разности. Важнейшая особенность континентального литогенеза – огромная роль гипергенных процессов, которые создают многие черты внешнего облика и многие свойства седиментов разного генезиса. К примеру, поразительно одинаков облик зеленоцветной, но генетически разнородной аральской свиты или буроцветной павлодарской свиты, сохраняющих свой облик от Черного моря до Прибайкалья; то же можно сказать и о лёссах и т. д. (Шанцер, 1966). Именно внешняя среда времени накопления этих толщ (жаркая аридная аральского времени, теплая семигумидная павлодарского времени) обуславливала тип гипергенеза и облик седиментов и их склонов.

Бассейновые седименты впадин континентальных аридных бессточных областей, как правило, представлены субаквальными (близкими к морским) осадками. В крупных морских и пресноводных водных бассейнах формы и способы аккумуляции обычно неразнообразны. Это механическое и химико-биологическое осаждение-наложение взвесей из воды. Поэтому седименты здесь накоплены преимущественно одним способом, но они вещественно гораздо более разнообразны, чем континентальные, потому что в субаквальных условиях более существенное значение приобретают биохимические процессы аккумуляции.

Важно подчеркнуть, что СР и оформленные им геологические тела несут информацию не только о своем генезисе, но и о процессах диагенеза, гипергенеза, причем не только времени аккумуляции, но и даже времени выветривания и денудации геологических тел, что резко повышает информативность СР для палеогеографических оценок, ведь в задачи геоморфологии входит также и оценка физико-географических условий прошлого (**палеогеография**). Георельеф является важнейшей составляющей этих условий, поэтому восстановление облика и положения склонов есть решение части палеогеографических задач, которое идет совместно с фациальным анализом, упомянутом в главе 5.

Цель фациального анализа – реконструировать физико-географическую обстановку на некотором участке ЗП – неосуществима без анализа георельефа, ибо ландшафт, как представитель физико-географических условий, есть прежде всего какой-то склон и оформленное этим склоном вещественное содержание (геологическое, гидрологическое, педологическое, биологическое, геохимическое) (Бутвиловский и др., 1996 и др.). Можно определить **палеоландшафт как склон-фацию, генезис и свойства которого выражают физико-географические условия на момент его образования или на некоторый период развития**. Данное определение необходимо для палеогеографических реконструкций, причем наибольшей точностью и информативностью для этого обладает седиментационный георельеф. Интерпретация георельефа и геологических тел как палеоландшафтных фаций может дать полезную и достаточно точную информацию о палеогеографии геологического

прошлого, для этого в геологии и геоморфологии есть все предпосылки. Это тема специальных исследований, которой я пока не буду касаться, отмечу лишь, что некоторые предложения по решению данных проблем уже даны (Бутвиловский, Силенков, Адаменко, 1996, и др.).

При более мелком масштабе исследований фации, как малые тела и их склоны целесообразно объединять в **формации – совокупности фаций, имеющие какие-то общие свойства и созданные в условиях какой-либо одной среды** (континентальная, водная, эоловая, ледниковая формация и т. д.). Соседство фаций или формаций обычно не бывает случайным, а образует так называемый «парагенезис». **Парагенезис – совокупность смежных геолого-геоморфологических объектов, возникшая в определенный момент в некоторой физико-географической обстановке или среде**, например, в ледниковой, ледниково-перигляциальной или дельтово-морской и т. д. Правильно составленные классификации этих объектов, основанные на фациальной последовательности их образования, показывают, какие из них могут находиться непосредственно друг около друга в момент образования, а какие нет. К примеру, между озером и сушей всегда находится побережье, но непосредственно между ледником и озером никогда не располагается жаркая песчаная пустыня. Это «запрещенные» отношения. **В запрещенных отношениях находятся объекты классификации, между которыми в последовательности классификационных рядов должны находиться другие объекты.** Если такие объекты находятся непосредственно друг около друга, то это значит, что они «неодновременны» и контактируют между собой несогласными границами (разрывом или разрывом). Установление типа парагенезиса может иметь большую пользу для морфостратиграфических и палеогеографических построений. Зная один член парагенетического ряда (последовательности), можно восстановить недостающие.

Важной задачей геоморфологии является оценка динамики физических процессов развития георельефа и земных недр. Динамику возникновения ДР выражают наклон и высота склонов, однако эту динамику трудно точно оценить количественно. Но можно достаточно уверенно утверждать, что чем круче и выше склон, тем интенсивнее был процесс поднятия-разуплотнения, больше амплитуда разрыва геологических тел и кратковременнее была трансформация склонов (рис. 63). Для СР динамику процессов возникновения склонов правомочно оценивать по текстуре конформного вещества (крупнее частицы отложений, круче наклонена слоистость против направления действия движущей среды – интенсивнее динамика), причем эту оценку можно сделать и количественно с помощью известных физических законов осаждения частиц.

Данные об «абсолютном» времени действия процессов денудации или аккумуляции полезны для оценки средних скоростей этих процессов. Однако величины современных скоростей денудации, как правило, противоречат представлению о большой древности некоторых склоновых поясов (Борсук и др., 1977 и др.). Оценивая интенсивность денудации как очень высокую, забывают, что на одном и том же участке денудация и аккумуляция зачастую сменяют друг друга, и транспорт частиц идет не только вниз по склонам, но и вверх (например эоловый транспорт). Следует отметить, что интенсивный снос (что и измерялось) действует в основном по рыхлым породам, а крепкие скальные породы, свойственные большей части склонов ДР, разрушаются весьма и весьма медленно (в среднем 0,01-0,001 мм/год). Иначе говоря, вниз-вверх перемещается в основном рыхлый материал и скорости его действительно быстрого перемещения ошибочно принимаются за средние скорости денудации ДР. Это подтверждают и геологические данные. Установлено, к примеру, что начиная

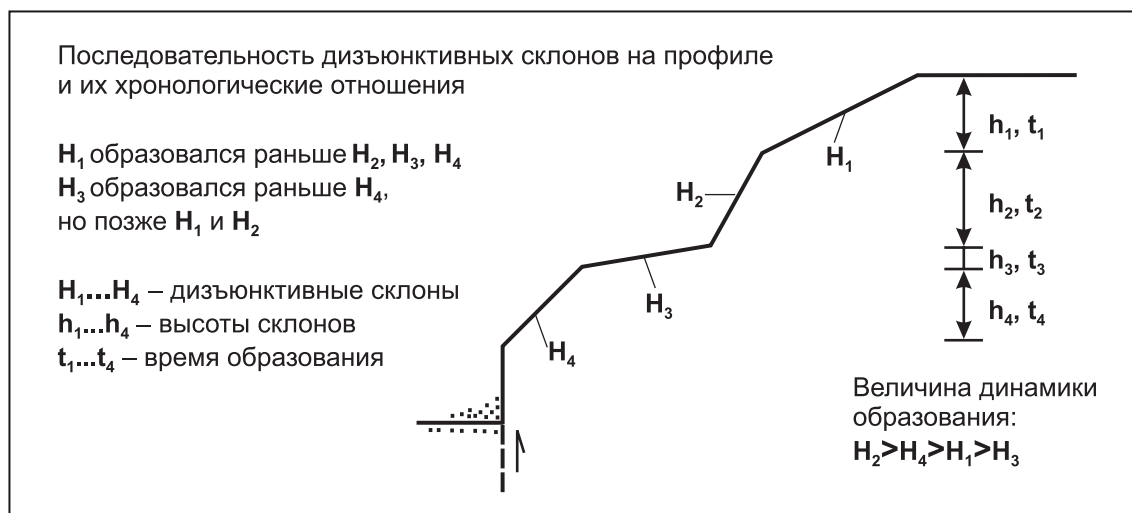


Рис. 63. Оценка и сравнение динамики и геоморфологического возраста образования склонов ДР

с кембрия осадочные породы наращиваются в основном за счет перемива осадочных же толщ (Степанов, Месежников, 1979). Геологические данные свидетельствуют о том, что на суше денудация идет почти повсеместно и постоянно, но медленно, аккумуляция же кратковременна, локальна, но очень интенсивна; в океанах, наоборот, аккумуляция идет почти повсеместно и постоянно, но медленно, денудация же кратковременна, локальна, но очень интенсивна.

Исходя из многочисленных оценок интенсивности денудации в условиях разных движущих сред (Борсук и др., 1977 и др.), можно принять, что в условиях ледниковой среды и многолетней мерзлоты интенсивность экзарационного линейного сноса составляет 100000 условных единиц, площадного криогенного сноса – 100. В условиях воздействия водной среды интенсивность эрозийного линейного сноса составляет 1000 условных единиц, площадного гумидного – 10; в аридных эоловых условиях интенсивность дефляционного линейного сноса составляет 10, площадного – 1. Эти оценки даны предварительно и требуют уточнения, которое можно будет сделать с помощью геоморфологического картирования и сравнения разновозрастных поясов ДР, подверженных различным денудационным процессам. Устойчивость горных пород к денудации оценивается мною также в условных единицах: рыхлый псаммитовый субстрат – 0,01; пелитовый – 0,1; рыхлый псефитовый – 1; литифицированный пелито-псаммитовый и карбонатный – 10; метаморфических и кристаллических магматических пород – 100; контактово-вулканических скрытокристаллических – 1000 условных единиц. Эти оценки также даны предварительно и требуют уточнения.

Итак, литосфера и георельеф – неразрывно связанная система; они, образно говоря, есть две стороны одной медали – геологического развития Земли. Ее главные действующие процессы (разуплотнение, денудация, аккумуляция, уплотнение) образуют геологический круговорот, динамика которого зависит от величины приложения внешней (гравитация, инсоляция) энергии (глава 5). Относительные и абсолютные высоты георельефа определяет величину потенциальной энергии экзогенных геологических процессов. Если прекратится процесс, наращивающий абсолютную высоту отдельных частей георельефа, – сразу же пойдет их снижение. Если прекратится процесс увеличения абсолютной глубины частей георельефа – сразу же начнется заполнение углублений и повышение их поверхности. **Обособленные вершины и низины в георельефе являются его аномалиями, возникшими не в ходе его саморазвития, а под действием других «внешних» факторов, обусловленных развитием Земли как планеты.** Собственно саморазвитие георельефа стремится уничтожить эти аномалии, разровнять неровности. Оно стремится к равновесию, максимуму энтропии, но не достигает его никогда, потому что внешние факторы снова и снова нарушают равновесие.

Изучая литосферу и георельеф отдельно и независимо, а затем сравнивая и сопоставляя между собой, мы можем наиболее полно и точно восстановить историю развития геолого-географической среды в далеком прошлом, выявить закономерность, периодичность и направленность этого развития и суметь понять его будущее, т. е. дать прогноз. Самое важное в этом то, что **изучение истории развития по последовательности горных пород литосферы и по последовательности дизъюнктивных склонов георельефа обеспечивает взаимный контроль и делает наши знания более достоверными.** Данные о георельефе и литосфере дополняют друг друга. Например, воздымающаяся горная система, разрываемая разломами и разрезаемая денудацией, представляет нам внутреннее строение, последовательность образования и развития горных пород земных недр. При этом нарушения субгоризонтального положения и непрерывности слоев горных пород, внедрение в них жильных и интрузивных геологических тел указывают на то, что в какой-то период здесь шли мощные землетрясения, тектонические деформации, вулканизм, гидротермальная деятельность, образование рудных тел и т. д. Однако с того момента, как блок литосферы начал воздыматься и разрушаться денудацией, в литосфере уже не имеется достаточной информации о том, что с ним происходит, т. к. вещество здесь уже не отлагается, а сносится. Вот тут на помощь и приходит дизъюнктивный георельеф. Именно в его морфоструктуре и зафиксирована последующая история воздымающихся блоков литосферы. Она же записывается и в окружающих горы впадинах, где наслаиваются друг на друга продукты разрушения возвышений. При этом горные породы своим составом и текстурой показывают, в какой среде и каким способом они возникли и накопились. Они содержат остатки живших в то время животных и растений, указывают на геохимическую среду аккумуляции и др., иначе говоря, информируют исследователя о ландшафтах прошлого.

Таким образом, литосфера и георельеф – это не только компоненты и часть географического пространства, но и единственно возможная на Земле «летопись» истории развития окружающей среды. Состояния ее климата, атмосферы, гидросферы, биосферы, окружающего Космоса, геологических процессов, геофизических полей так или иначе, но фиксируются в литосфере Земли и ее георельефе. Она наш единственный исторический документ, по которому можно понять, какая была окружающая среда, как она развивалась, почему является сейчас такой, а не иной, каковы пути ее дальнейшего развития и как нам, людям надо себя вести, чтобы жить в гармонии с Природой.

9. Основные классификации георельефа и его элементов

Классификации элементов георельефа, морфокомплексов и геологических процессов пока далеки от совершенства, что подтверждают многие ведущие геоморфологи (Харвей, 1974; Флоренсов, 1978; Уфимцев, 1994; Ласточкин, 1995; Semmel, 1996; и др.). **Классификация** – это форма представления множеств элементов предмета, обособляющихся друг от друга по точным признакам, показывающая установленные связи, иерархию и последовательности этих элементов. В основу научной классификации следует положить присущие предметам законы и закономерности. Только тогда она приобретет смысл, целесообразность и практическую эффективность. Для создания классификации необходимы точные определения элементов предмета исследования и достаточно полная информация о них и о предмете исследования в целом, что и было изложено в предшествующих главах.

9. 1. Ранжирование георельефа

Начинать анализировать и познавать морфолитогенез литосферы правильнее с самого простого, с выделения малых элементов литосферы и ее георельефа, окружающих нас и доступных нашему непосредственному наблюдению-восприятию. Известно, что малые склоны (или горные породы), сочетаясь друг с другом, генерализуются (объединяются) в более крупные; те, в свою очередь, – еще в более крупные, а огромные склоны невозможно воспринять непосредственно (увидеть целиком). Приходится создавать топографические карты или делать снимки из космоса, на которых огромные неровности, становясь миллионкратно уменьшенной моделью, начинают восприниматься субъектом как некая целостность и однородность. Познание крупных неровностей гораздо более сложно, чем малых, поэтому не следует ставить «телегу впереди лошади», как зачастую это делается во многих учебниках по геологии и геоморфологии, начинающих характеристику георельефа с самых крупных неровностей.

В геоморфологических словарях указано, что небольшие формы (неровности) поверхности Земли следует обобщенно называть микроформами и мезоформами. Эти понятия обычно определяются таким образом: «мезоформы – формы рельефа, занимающие по размерам промежуточное положение между макро и микрорельефом – это холмы, дюны, котловины, долины малых рек и др., которые возникают исключительно под воздействием экзогенных процессов. Микроформы – мелкие формы рельефа с размерами до нескольких метров высоты и сотен метров по латерали, преимущественно экзогенного происхождения (Терминология..., 1977, с. 64). Используя такие дефиниции, вряд ли удастся выделить эти неровности однозначно и точно.

Если исходить из понятия «склон-геофакетта» и необходимости четко разделять склоны по размерам и генерализовывать их, то в основу выделения склонов надо положить их проявление на разномасштабных топографических картах. Ведь участок, не имеющий кривизны, т. е. склон (геофакетта), выделяется прежде всего в рисунке изогипс карты, в их одинаковом заложении и прямолинейности (рис. 6), и **масштаб карты дает необходимую генерализацию элементов георельефа**. Выделение склонов на картах, к тому же, и самое точное, а визуальные геометрические оценки георельефа на местности всегда субъективны. Поэтому не имеет смысла, имея достаточно точные измерения георельефа и топографические карты на всю территорию суши, выделять склоны на местности визуально. Правильнее и эффективнее опознавать и дополнительно изучать на местности уже выделенные на топографической карте склоны.

Подразделение склонов по размерам пусть строго задается принятыми у топографов масштабами карт. Естественно, что каждый масштаб имеет свою способность точно и детально представлять георельеф. Имеет смысл стремиться выделять как можно более крупные элементы георельефа, исходя из их высоты, крутизны и ширины. При этом необходимо учитывать, что на карте чисто технически нецелесообразно выделять полоски уже 2-3 мм и короче 5-6 мм. Это определяет минимальные параметры склонов и морфокомплексов при их картографическом изображении (табл. 8).

Известно (Салищев, 1982), что отображения высот изогипсами в масштабе 1:10000 имеют ошибки до 1 м на равнинах и до 1 м в горах; в масштабе 1:25000 соответственно 1 м на равнинах и 2 м в горах; в масштабе 1:50000 – 3 м на равнинах и до 4 м в горах; в масштабе 1:100000 – 6 м на равнинах и 9 м в горах. Однако столь большие ошибки возникают при отображении изогипсами лишь крутых (более 15-20°) склонов (Салищев, 1982). В положении контуров склонов на картах эти ошибки обычно проявляются отклонениями не более 0,2-0,5 мм. Это настолько мало по сравнению с изображаемыми объектами, что может не учитываться.

Таблица 8. Наименьшие параметры склонов для картографического отображения в разных масштабах

Масштаб карт	Наименьшие параметры склонов для картографического отображения		
	Ширина склонов, м	Высота склонов при их крутизне 45°, м	Высота склонов при их крутизне 1,4°, м
1: 5000	10 - 15	10 - 15	0,2 - 0,3
1: 50000	100 - 150	100 - 150	2 - 3
1: 500000	1000 - 1500	1000 - 1500	20 - 30
1: 5000000	10000 - 15000	10000 - 15000	200 - 300

В главе 6 отмечалось, что в георельефе выделяются следующие ранги: **нанорельеф**, **микрорельеф**, **мезорельеф**, **макрорельеф** и **мегарельеф**. Исходя из масштабов топографической съемки и опыта геоморфологического картирования, можно присвоить этим рангам георельефа следующие масштабы представления и исследования (табл. 9): нанорельеф («шероховатость») – 1: 500 и крупнее; микрорельеф – 1:1000-1:50000; мезорельеф – 1:100000-1:500000; макрорельеф – 1:1000000-1:5000000; мегарельеф – 1:10000000 и меньше. К примеру, склоны микрорельефа – это склоны, выделяющиеся на картах масштаба от 1:1000 до 1:50000; мезосклоны – от 1:100000 до 1:500000 и т. д. Склонам и неровностям каждого ранга георельефа даны собственные названия (табл. 9).

В масштабе 1:500 и крупнее геометрия склонов представлена очень точно и выражает «шероховатость» георельефа, являющуюся следствием современных и древних геологических процессов. Морфоструктура георельефа предстает в данных масштабах исключительно хаотично. В масштабах 1:1000 – 1:50000 геометрия склонов также представлена достаточно точно, может определяться на картах по шкале заложений и хорошо выражает морфоструктуру СР, а также крупную шероховатость георельефа, являющуюся в основном следствием экстремальных геологических процессов. Морфоструктура ДР предстает в данных масштабах в более упорядоченном виде, но сильно осложняется различными несогласиями. В масштабах 1:100000-1:500000 геометрия склонов представлена неточно и не может определяться на картах по шкале заложений, однако эта генерализованная геометрия хорошо выражает морфоструктуру ДР, крупные морфокомплексы СР и «ликвидирует» шероховатость георельефа.

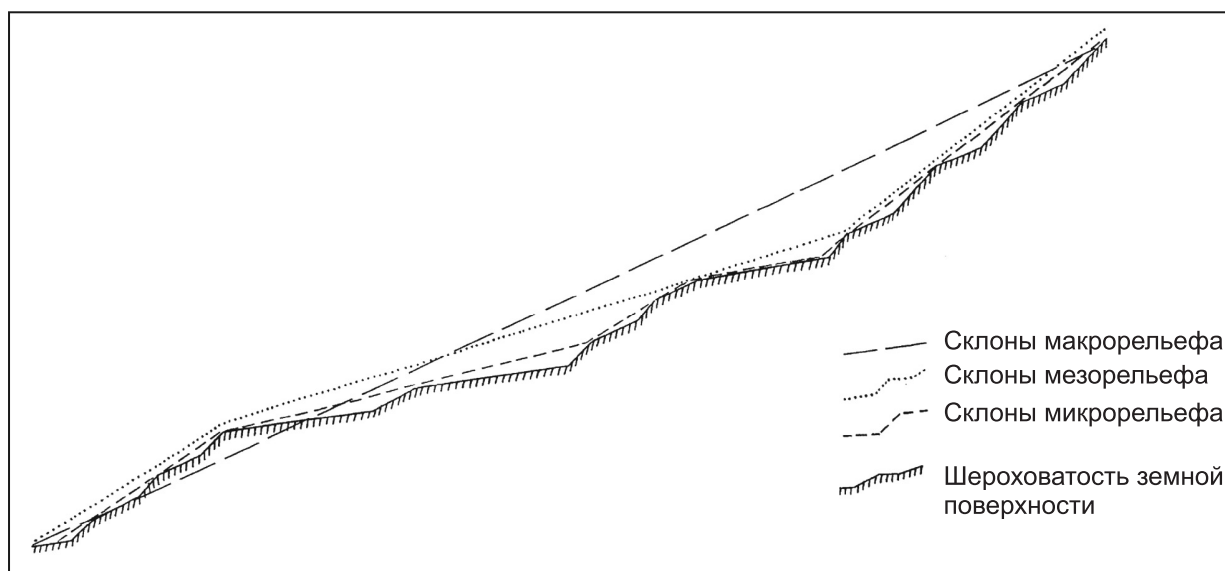


Рис. 64. Профили склонов различных рангов георельефа

В масштабах 1:1000000-1:5000000 геометрия склонов представлена исключительно неточно и генерализована зачастую неприемлемо для геоморфологического картирования. Склоны долин рек показаны слишком широкими и пологими. К примеру, долина р. Чульча на Алтае на уровне 2000 м в масштабе 1:500000 имеет ширину 4-5 км; в масштабе 1:5000000 та же самая долина за счет неправильной генерализации имеет ширину 20 км (в 4-5 раз больше). На самом деле врез этой долины должен выглядеть на карте масштаба 1:5000000 как узкая полоска шириной менее 1 мм, т. е. внемасштабно. Иначе говоря, картирование макрорельефа

требует изготовления специальной, правильно генерализированной топографической основы. В его масштабе хорошо выражаются крупные морфоструктурные комплексы, их пликативные и дизъюнктивные деформации, зональное проявление геологических процессов. Мегарельеф выражает собой геологические структуры через их высотное положение и может быть классифицирован через свойства геологических структур. Каждый ранг масштабов представляет особые свойства георельефа и не заменяет другой. Поэтому геоморфологическое картирование должно проводиться в разных масштабах.

Следует подчеркнуть, что сложные сочетания склонов георельефа (морфокомплексы, неровности) правильнее составлять только из склонов одного и того же ранга. Иначе говоря, мезорельеф гор или долин должен состоять только из мезосклонов, но не из микросклонов. Микросклоны будут составлять только микрорельеф (рис. 64).

9. 2. Общая морфографическая классификация георельефа

Теории геоморфогенеза и морфостратиграфии создают предпосылки для морфографического классифицирования элементов георельефа, которое должно основываться на логических следствиях установленных законов образования и развития георельефа. В противоположном случае никакой логически приемлемой классификации создать не удастся. Дело в том, что морфологический ряд склонов георельефа по крутизне (по самому важному морфологическому параметру) непрерывен от 0 до 90°. И как найти рубежи разных групп склонов, исходя только из их крутизны и экспозиции, – неясно. Их будет бесконечное множество, и мы вынуждены будем придать им чисто условные количественные значения, например, 0-5°; 5-10°; 10-15° и т. д., как и было сделано для большинства морфографических классификаций георельефа (Куглер и др., 1980; Спиридонов, 1988; Лезер, 1995; Аннерт, 1996; и др.). Однако такой подход вряд ли будет научным.

Таблица 9. Морфографическая классификация георельефа и его элементов

Ранги георельефа				
Мегарельеф	Макрорельеф	Мезорельеф	Микрорельеф	Нанорельеф
Масштаб представления				
от 1:10000000 и мельче	от 1:5000000 до 1:1000000	от 1:500000 до 1:100000	от 1:50000 до 1:1000	1:500 и крупнее
Морфологические таксоны				
Высокогорья, >1000 м			Обрывы (90-45°)	Шероховатость различного наклона
Низкогорья, <1000 м		Кручи (>22,5°)	Скаты (45-22,5°)	
	Подъемы (>11,2°)			
Шельфовые равнины, < 200 м		Склоны(22,5-5,6°)	Откосы (22,5-11,25°)	
Океанические хребты, до 0 м и выше	Наклоны (> 1,4°)		Косогоры (11,2-5,6°)	
			Покаты (5,6-2,8°)	
Океанические равнины, -1000 – 6000 м		Субсклоны (5,6-1,4°)	Уклоны (2,8-1,4°)	
Океанические желобы, < 6000 м	Равнины (< 1,4°)	Равнины (< 1,4°)	Равнины (< 1,4°)	

Исходя из знаний о генезисе и процессах развития склонов можно предложить их более обоснованную морфографическую классификацию (табл. 9), которая служит в основном для обозначения дизъюнктивных склонов и склоновых поясов ранга микро- и мезорельефа. Во-первых, возможно деление всего многообразия этих склонов на две группы: субгоризонтальные (равнины – <1,4°) и наклонные (склоны – 1,4-90°). На первых уже невозможно латерально движение субстрата литосферы под действием силы тяжести, на вторых оно идет практически всегда. Равнины можно подразделить на две группы: седиментационные и дизъюнктивные, но это будет не морфологическое, а генетическое деление. На них действуют внешние движущие среды (живые организмы, пожары, текущая вода, ледники, ветер, вызывающие коррозию, эвразию, эвразию и кавитацию или аккумуляцию).

Крутонаклонные склоны микрорельефа можно также подразделить сначала на две группы: круче угла естественного откоса ($>45^\circ$) и положе ($< 45^\circ$). С первых всегда идет отрыв и снос вещества. Во второй группе, исходя из способов-видов движения обломочного материала деятельного слоя под действием силы тяжести, выделяется 5 классов, причем проявление денудационных и аккумулятивных процессов будет правильнее рассмотреть на последовательности крутизны склонов, созданной их денудационной трансформацией (6 диапазонов крутизны). Это имеет геоморфологический смысл и целесообразность:

- **равнины** ($<1,4^\circ$, конечная стадия денудационной трансформации), являющиеся участками седиментации, выветривания, суффозии или денудации посредством внешних движущихся сред (воды, ветра, льда);
- **уклоны** ($1,4-2,8^\circ$, пятая стадия трансформации), где дополнительно к действию внешних движущих сред и выветриванию добавляется действие «**капельной эрозии**» и **оплывания** коллоидсодержащих грунтов;
- **покаты** ($2,8-5,6^\circ$, четвертая стадия), где дополнительно к действию внешних движущих сред и капельной эрозии добавляется действие **конжелифлюкции** (течения переувлажненного жидкого илисто-глинистого грунта), могущее иметь и денудационное, и аккумулятивное воздействие;
- **косогоры** ($5,6-11,2^\circ$, третья стадия), где дополнительно к действию вышеназванных процессов добавляется **солифлюкция** – медленное течение влажного каменисто-суглинистого грунта;
- **откосы** ($11,2-22,5^\circ$, вторая стадия), где дополнительно к действию вышеназванных процессов добавляется **дефлюкция** – скольжение-оползание каменисто-суглинистого грунта при его периодическом увлажнении, замерзании, нагревании;
- **скаты** ($22,5-45^\circ$, первая стадия), где дополнительно к действию вышеназванных процессов добавляется **десерпция** – колебательные движения каменистого грунта вбок и вниз при его периодическом охлаждении и нагревании;
- **обрывы** (круче 45° , исходный разрыв), на которых возможно действие всех вышеназванных процессов, но наиболее ярко выражение в георельефе приобретает процесс **обваливания-осыпания** обломков – отрыв и падение-скатывание обломков и блоков горных пород под действием силы тяжести в условиях физического выветривания горных пород.

Итого получается семь основных морфографических классов склонов. В подводных морских условиях количественные характеристики диапазонов крутизны склонов будут такими же, но процессы могут идти интенсивнее, т. к. силы гравитации проявляются здесь сильнее, чем на суше – слабее сцепление частиц, сильнее давление среды и его контрасты.

Сработает ли такой подход при обособлении склонов более крупного ранга? Очевидно, нет. Ведь каждый ранг склонов – это генерализация земной поверхности согласно масштабу ее отображения. При большей генерализации большинство очень крутых склонов просто «исчезают» из картографического изображения. Каждый более крупный склон, выделяющийся на карте, всегда имеет меньшую крутизну, нежели часть осложняющих его малых склонов, в данном масштабе не выделяющихся (рис. 64). Причем, конформные склоны в более крупном масштабе могут распадаться на дисконформные и снова на конформные (рис. 65). К примеру, склоны поднятия-высокогорья как макрорельеф являются конформными, склоны врезания в это поднятие (мезосклоны) – дисконформные (дизъюнктивные), микросклоны склонового рыхлого чехла, облекающего эти мезосклоны, местами являются вновь конформными (седиментационными), шероховатость микросклонов, обусловленная обломочным глыбовым материалом, как правило, дисконформна.

Чем крупнее масштаб карты, тем более крутые и малые склоны она способна отразить и наоборот. Склоны микрорельефа могут быть почти вертикальными (и субгоризонтальными, конечно), мезорельефа – быть местами немного круче 30° , но у макрорельефа они не бывают круче $15-18^\circ$, а у мегарельефа – круче $2-3^\circ$. Тем более, что величина наклона склонов мезо- и макрорельефа на картах точно не определяется, а определяется весьма приблизительно и ее правильнее считать условной, показывающей, в принципе, лишь какой склон круче, а какой положе. Для выявления морфоструктуры георельефа этого достаточно, но для более точных определений его свойств – нет. Поэтому очевидно, что к мезо- и макрорельефу не применимо дробное морфологическое подразделение. Каждому виду склонов этого ранга нужны собственные названия и количественные морфографические критерии, которые и даны в классификации (табл. 9). Мезосклоны делятся на четыре класса. **Кручи** (круче $22,5^\circ$) представляют собой начальные стадии развития ДР (тектонически уступы) или крупные несогласия в ДР и на топографических картах этого масштаба обозначаются специальным условным знаком «обрыв». **Склоны** ($5,6-22,5^\circ$) выражают интенсивный тектонический подъем литосферы (пояса врезания), **субсклоны** ($1,4-5,6^\circ$) – слабое тектоническое поднятие и интенсивную трансформацию георельефа (пояса поверхностей выравнивания), **равнины**, как правило, являются здесь седиментационными.

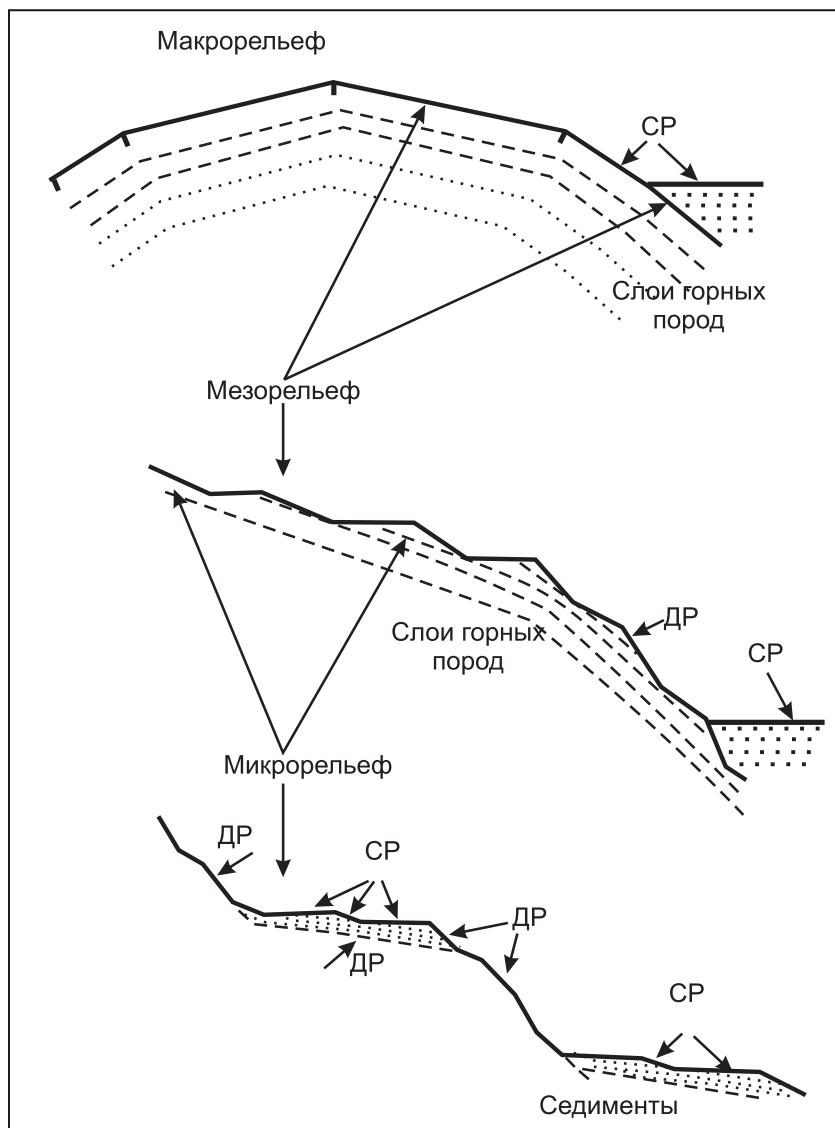


Рис. 65. Возможные изменения статуса склонов различного ранга для одного и того же участка георельефа

Макросклоны можно разделить лишь на три группы: **равнины**, являющиеся областями седиментации или пенеппенами (поверхностями выравнивания); **наклоны**, выражающие пликативные сводовые деформации литосферы (большие складки по В. Пенку); **подъемы**, выражающие крупные дизъюнктивные разрывы-деформации литосферы. Таков геометрический и геоморфологический смысл этого деления.

В мегарельефе выделять склоны нет смысла. Хотя на картах его и выделяют плоскости, но склонами они не являются – это изогнутые кривизной планеты поверхности, искаженно отраженные на картах (для мезо- макросклонов эти искажения невелики; во всяком случае, крутизна этих склонов может быть многократно больше их «кривизны»). Отсюда правильнее разделять мегарельеф по его высотному положению над каким-либо уровнем (уровнем моря) (табл. 9). Это имеет и геологический, и геоморфологический смысл. **Высокогорья** (включая островные дуги) имеют наибольшую мощность земной коры, наиболее интенсивно воздымаются и являются начальной стадией формирования континентальной земной коры, являясь в принципе конформными ей неровностям. **Низкогорья** большей частью дисконформны строению континентальной коры, являются второй стадией ее развития, для которой характерны периодические активизации магматизма и поднятия. Континентальная кора в их пределах имеет уменьшенную мощность, насыщена гранитными интрузиями, а георельеф имеет тенденцию к денудационному срезанию и уменьшению абсолютной высоты. **Шельфовые равнины** бывают седиментационными и дизъюнктивными, имеют континентальную кору наименьшей мощности или океаническую кору наибольшей мощности, испытывают колебательные тектонические движения или тектонические опускания, являются конечной стадией развития континентальной коры или же конечной стадией развития океанической коры. **Срединно-океанические хребты** есть начальная стадия развития океанической коры, результат вулканизма,

тектонического поднятия и раздвижения земной коры океанического типа; **океанические равнины** – вторая стадия развития океанической коры в условиях общего тектонического опускания, перекрытой мощной толщей бассейновых отложений; **океанические желобы** – участки наиболее интенсивного опускания океанической коры на контакте с континентальными структурами. Неровности мега-рельефа не случайно обозначены смешанными геолого-геоморфологическими терминами, т. к. их обособление в пространстве обусловлено крупными геологическими структурами.

9. 3. Общая генетическая классификация мезо- и микрорельефа

Обычно считается, «основой построения логически последовательной классификации должна быть группировка отдельных динамических форм аккумуляции и соответствующих им генетических типов по месту, занимаемому ими в общей картине глиптогенеза» (Шанцер, 1966, с. 52). Литогенетический эффект последнего (морфолитогенеза) заключается в перемещении продуктов разрушения от областей денудации к областям аккумуляции. Сложность, прерывистость и разнообразие этого пути и порождает генетическое разнообразие форм и отложений. Имеются крупные этапы (парагенетические ряды) этой миграции, сменяющие друг друга в пространстве в достаточно строгой последовательности. Выделяется сначала элювиальный парагенетический ряд отложений, затем склоновый, далее речной, ледниковый, золовый, подземноводный и, наконец, морской осадкоприемник (табл. 10). Внутри этих рядов крайние члены (виды осадков) очень отличаются вещественно друг от друга; тем не менее их объединяет общее местоположение в георельефе в ходе морфолитогенеза (Шанцер, 1966, 1980).

Таблица 10. Классификация генетических типов континентальных отложений (Шанцер, 1966, 1980)

Класс	Ряд	Группа и подгруппа		Генетические типы
Коры выветривания	Элювиальный	Элювиальная (элювий)		Климато- и литогенные типы элювия
		Почвы	Автоморфные Гидроморфные	Зональные типы почв Интразональные почвы
	Субаэрально - фитогенный	Автохтонных торфяников		Низинные торфяники Верховые торфяники
	Склоновый (коллювиальный)	Гравитационная	Коллювия обрушения	Обвальные накопления Осыпные накопления Оползневые накопления Солифлюкционные накопления
			Коллювия сползания	
		Делювиальная (коллювий смывания)		Делювий
Осадочные отложения	Водный (аквальный)	Русловых водных потоков (флювиальная) Озерная (лимническая)		Аллювий Проллювий Озерные отложения (лимний)
	Подземноводный (субтерральный)	Пещерная (спелеогенная)		Терригенные и натечные пещерные отложения Известковые туфы, травертины
		Отложения источников (фонтанальная)		
	Ледниковый (гляциальный)	Собственно ледниковая (ортогляциальная)		Основные морены Абляционные морены Краевые морены
		Водно-ледниковая	Ледниково-речная (флювиогляциальная) Ледниково-озерная	Внутриледниковая Приледниковая Ледниково-озерный (лимногляциальный)
	Ветровой (золовый)	Переветренных отложений (перфляционная) Наветренных отложений (суперфляционная)		Золовые пески Золовые лессы

Считаю этот подход не совсем удачным. Данные парагенетические ряды являются не геологическими, а хорологическими (географическими). Генетические типы отложений и форм по Е. В. Шанцеру получаются образованиями каких-то типов мест (склонов, пещер, речных долин и др.), которые на самом деле могут вмещать осадки совершенно разного генезиса (например, морена, травертин и делювий на склоне долины). Иначе говоря, судить о седименте, исходя из его местоположения, будет не всегда верно. Позже Е. В. Шанцер (1980) и сам подчеркивает, что излишнее увлечение чисто парагенетическим подходом вступало в явное противоречие с основным принципом классификации – выделением генетических типов отложений как своеобразных динамических форм аккумуляции.

Особое место в рыхлом чехле земной поверхности занимает элювий (деятельный слой). Е. В. Шанцер (1980) правильно считает, что процессы формирования элювия – это, по сути дела, гипергенный метаморфизм и метасоматоз, но не осадкообразование. По мнению Е. В. Шанцера, объединение элювия с другими собственно континентальными осадками в единый сложный осадочный комплекс диктуется не общностью динамики создающих процессов, а теснейшими генетическими и парагенетическими связями элювиальных образований со всеми другими его членами. Эти связи проявляются двояко. Во-первых, элювий служит для континентальных отложений нередко основным источником исходного материала. Во-вторых, в постседиментационных изменениях осадков, составляющих очень многие, если не большинство континентальных отложений, важную, а часто и решающую роль играют процессы, аналогичные тем, которые дают начало элювию (Шанцер, 1980).

Первый довод, на мой взгляд, неудачный. Следуя логике этого суждения, то же самое можно сказать о **невыветрелых** горных породах и причислить в этот «единый» комплекс граниты, габбро или базальты. Второй довод также неудачный: генезис осадка и вторичное изменение осадка – совершенно разные вещи. Однако Е. В. Шанцер прав в том, что элювий столь своеобразен по своей природе, и что есть все основания выделить его в особый класс: класс кор выветривания, противопоставив всем остальным континентальным отложениям. Остальные континентальные отложения могут быть объединены во второй класс – собственно осадочных отложений. Эти классы составляют континентальный осадочный комплекс, противостоящий двум другим, столь же сложным комплексам – осадочному морскому и вулканогенному (Шанцер, 1980). Последнее утверждение неверно: принципиальных различий между многими морскими, вулканогенными и континентальными седиментами в отношении их генезиса нет.

Итак, необходим несколько иной подход к построению генетической классификации мезо- и микро-рельефа и оформленных ими седиментов. Этот подход должен учитывать, с одной стороны, кинематику и динамику образования седиментов и их георельефа (способы аккумуляции, морфологию склонов и неровностей, текстуры создающих их седиментов), с другой стороны, – факторы-среды создания СР и пространственный порядок расположения генетически разных седиментационных неровностей. В главе 7 коротко охарактеризованы способы и факторы аккумуляции, морфология склонов и неровностей СР, текстуры создаваемых седиментов. Установлено, что способы аккумуляции образуют закономерный динамический и морфологический ряд, обусловленный физическими свойствами вещества и способами его перемещения. Эти сведения можно положить в основу генетической классификации СР (табл. 11). Они же необходимы и для создания классификаций денудационных процессов.

Выделяется в общем 3 типа сред-двигателей рельефообразования и рельефоформирования: твердо-пластичная, жидкая и газообразная (ледяная, водная, воздушная). Географами установлено, что эти среды и их разновидности расположены вокруг георельефа в определенном порядке. Прежде всего обособляются субаэральные и аквальные условия (суша и моря-океаны). В георельефе суши сверху вниз или от полюсов к экватору в георельефе закономерные пространственно-последовательные изменения имеют свойства воды – главного компонента, определяющего физические свойства и динамику-кинматику движущих сред (лед-жидкость-пар). В этом же направлении выражена последовательность и в динамике сред от медленной к быстрой (скорость льда – десятки м/год, скорость воды – м/сек, ветра – десятки м/сек). Их переносящая способность идет в обратном направлении: лед способен перемещать огромнейшие глыбы, вода – валуны, ветер – песок. **Движущие среды и условия, определяющие СР и денудационные процессы, размещены зонально;** в принципе, согласно географической климатической и ландшафтной зональности и поясности (рис. 66). В последовательности географической зональности закономерно меняются окружающие природные условия, свойства самих отложений и облик морфокомплексов георельефа.

Как было указано, в пределах суши прежде всего обособляются гляциальная и эоловая обстановки морфолитогенеза. Внутри каждой из них можно выделить дополнительные физико-географические разновидности (ледники «теплые» и «холодные», эоловые условия жарких пустынь и влажных побережий). Различия этих разновидностей не столь существенны, чтобы принципиально изменять облик седиментов данных сред. В отличие от них, обстановка действия флювиальной среды более сложна и ее разновидности более существенно сказываются на облике

седиментов. Прежде всего обособляются два главных ее типа: **субаэральная** (контакт литосферы и атмосферы, окислительные условия, свободный дренаж воды) и **субаквальная** (контакт литосферы и поверхностных застойных вод, преимущественно восстановительные условия).

И первый и второй типы представлены пятью разновидностями ландшафтно-климатических обстановок. В зависимости от соотношений тепла и влаги, в порядке увеличения тепла выделяются:

1. Холодная гумидная **перигляциально-приледниковая** обстановка с наличием многолетней мерзлоты, снежников, тундрово-гольцовых и лесотундровых ландшафтов.
2. **Умеренно-гумидная** обстановка с сезонно-мерзлотными условиями и лесо-болотными, лесолуговыми ландшафтами.
3. **Умеренно-семиаридная** обстановка с сезонно-мерзлотными условиями и степными, лесостепными, полупустынными ландшафтами.
4. **Теплая семиаридная** обстановка, ландшафты субтропических степей-саванн и полупустынь.
5. **Теплая гумидная** обстановка, ландшафты тропических лесов и болот.

Эти разновидности следует учесть при построении общей генетической классификации СР и классификаций геологических процессов.

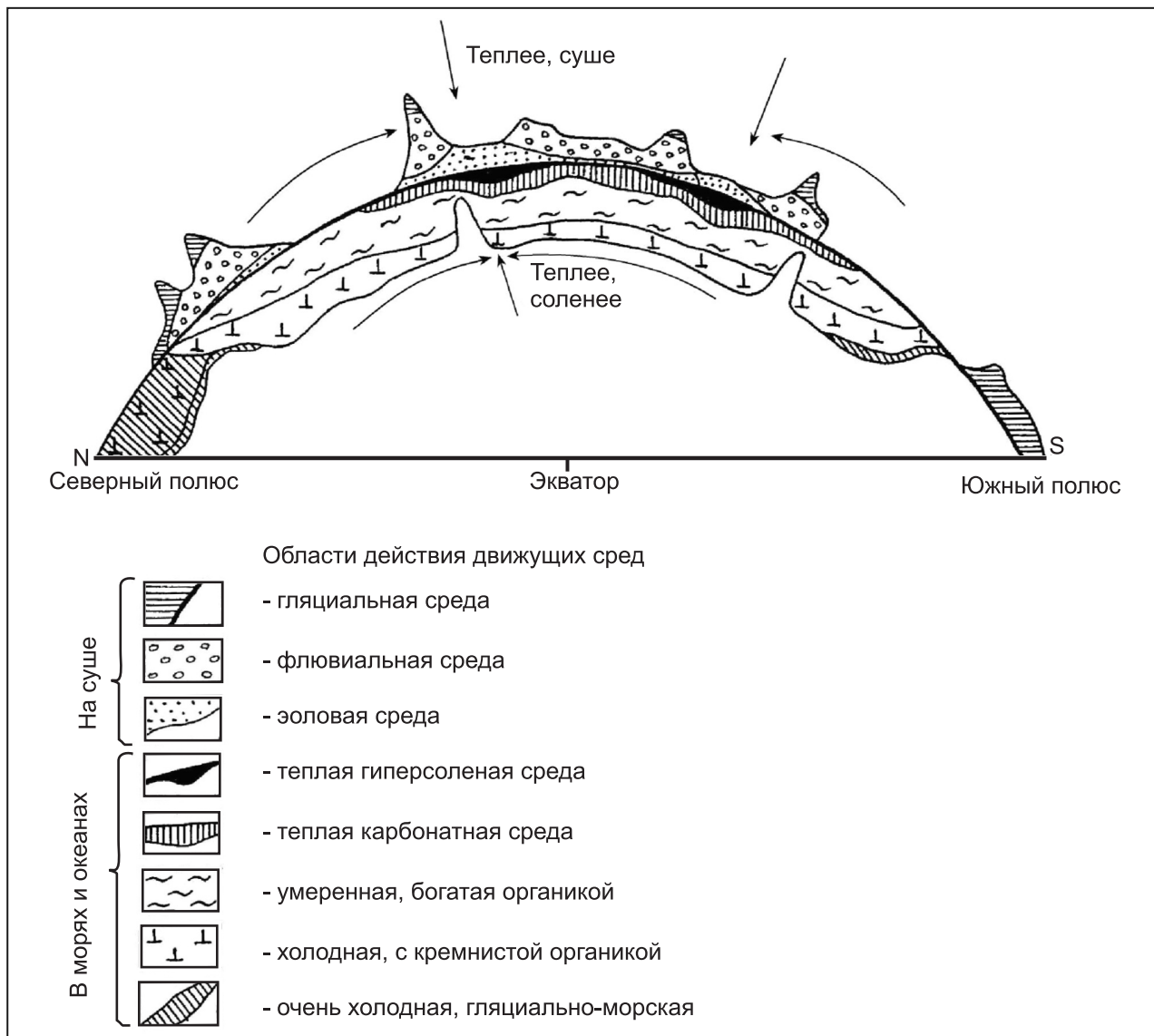


Рис. 66. Схема физико-географической зональности движущих сред

Итак, многие среды и условия транспорта и аккумуляции закономерно расположены и закономерно сменяют друг друга в георельефе. В высокогорьях и в полярных широтах действует преимущественно ледниковая (гляциальная) среда, ниже и ближе к тропикам — водная (флювиальная, гумидная), и еще ниже (на побережьях и в тропических пустынях) — воздушная (эоловая, аридная). **И не бывает так, чтобы их пространственный порядок был нарушен:** ниже (южнее) ледниковой среды всегда действует водная, еще ниже в георельефе может проявиться действие эоловой. Выше

ледниковой никогда не располагается водная среда, или теплая обстановка никогда не находится выше или «полярнее» холодной.

В целом, седименты, образованные на суше, по площади и объему на 99% представлены обломочными смесями, среди которых преобладают песчано-илистые и галечно-песчаные разности. Морские седименты литологически гораздо более разнообразны: и обломочные, и хомогенные, и биогенные со своими многочисленными разновидностями (глины, пески, галечники, соли, доломиты, известняки, диатомиты, ракушняки, коралловые известняки, черные сланцы, глауконитовые пески и т. д.).

Принято объединять группы отложений и, соответственно, их выражение в георельефе (морфокомплексы) в так называемые **«генетические типы»**, определяемые Е. В. Шанцером (1980) как «вещественное выражение качественно своеобразных динамических форм осадочной аккумуляции» (с. 42), «объединяемых общим положением в рельефе и историей формирования» (с. 14). Обособление различных видов осадков и форм и обозначение их особым термином конечно же необходимо. Но определение Е. В. Шанцера следует уточнить. **Генетический тип (или вид) – это седиментационные морфолитокомплексы, обладающие определенным вещественно-структурным и морфологическим выражением, обусловленным некоторым способом осадко- и рельефообразования в условиях определенной движущейся среды и физико-географической обстановки. Генетическая группа – сообщество генетических типов морфолитокомплексов, созданное какой-либо движущей средой (к примеру, флювиальная группа, гляциальная, эффузивная).**

В условиях каждой среды рельефо- и осадкообразование имеют свою специфику, создает специфические морфокомплексы и особый вещественный состав седиментов СР или деятельного слоя склонов ДР. Их специфику следует обобщить в отдельной монографии. Коротко можно сказать, в чем различие, к примеру, морфокомплексов ледникового и эолового генезиса или ледниковых и эоловых денудационных процессов. Конечно же, в текстуре вещества их СР и в размерах и морфологии шероховатости склонов ДР, подверженных этим процессам. При этом способы денудации или аккумуляции у них кинематически в принципе одинаковы – экзарационная или дефляционная коррозия, гляциальное или эоловое накатывание.

Из вышеизложенного определенно намечается, как следует строить генетическую классификацию склонов СР. Во-первых, надо разделять морфокомплексы по их 5 морфологическим типам и 5 способам образования, которые свойственны созидательной деятельности различных движущих сред. Размеры морфокомплексов и слагающих их частиц при этом могут быть очень разные при сходных текстурах (слоистости) седиментов. Поэтому-то необходим еще один их классификационный критерий, способный обособить друг от друга сходные по форме и текстуре морфокомплексы. Таковым является тип среды-движителя, который, как известно, придает склонам и седиментам особую специфику и к тому же еще имеет определенное место в пространственной последовательности сред, что позволит очень хорошо увязывать морфокомплексы в пространстве (парагенезы).

Главными типами движущих сред являются гляциальная, флювиальная, эоловая и субаквальная (прибрежная озерно-морская). Они обуславливают наличие 20 главных генетических типов седиментационных морфокомплексов (табл. 11). Эти морфокомплексы названы пока предварительно, явно не все удачно. Их названия предстоит еще уточнять и следует хорошо продумать систему присвоения названий, потому что возникнут вопросы сохранения исторически сложившихся названий, сохранения приоритетов и традиций. Думается, что подобные вопросы следует решать коллективно, используя опыт решения подобных ситуаций в других науках (опыт химиков, к примеру, предложивших для названия веществ правила IUPAC).

Дополняют эту классификацию морфокомплексы иного типа и генезиса. Их можно назвать азональными. Появление данных морфокомплексов обуславливают специфические состояния и свойства земных недр (эндогенные) и особые явления внешней окружающей среды (экзогенные). Например, где возможны вулканические процессы аккумуляции? Только на участках особого состояния литосферы. Эти участки распространены на земной поверхности обычно локально и совершенно независимо от существующей физико-географической зональности других рельефоформирующих сред. Зонально расположенные среды, конечно, вносят свой отпечаток в вулканические процессы, но не определяют их. Например, в ледниковой зоне вулканизм сопровождается быстрым таянием накрывающих вулканы ледников, экстремальными потоками (йокульхлаупами), лавинами. Лавы здесь остывают быстрее, менее подвижны и т. д. Вулканизм в аридной зоне такими явлениями обычно не сопровождается.

Как правило, азональное рельефообразование связано с особым состоянием недр и движениями в недрах. В принципе, все тектонические структуры, выраженные в рельефе возвышениями или понижениями, азональны и образуют независимо от зональности внешних сред возвышенный дизъюнктивный георельеф («рождение» ДР происходит независимо от внешних сред, но трансформация и развитие его идет под действием зонально расположенных сред).

Таблица 11. Генетическая классификация седиментационных морфокомплексов микро- и мезорельефа

Виды способов-процессов аккумуляции обломочного материала					Среды и факторы
наползание (волочение слоев)	набрасывание	накатывание	наложение	насыпание	
Формы рельефа (морфокомплексы)					
Холмисто-котловинные шлейфы волочения со склонами до 45° крутизны	Поперечные валы (дюны) со склонами до 45° крутизны	Продольные косы-валы со склонами до 22° крутизны	Субгоризонтальные и до 11° наклонные покровы	Конусы, дельты со склонами до 45° крутизны	
Текстуры отложений					
Обратно-градационная слоистость, часто наклонная против движения	Косая и перекрестная слоистость	Пологонаклонная по движению среды слоистость, градационная	Субгоризонтальная слоистость, массивная текстура	Диагональная слоистость по углу естественного откоса	
Генетические типы и разновидности морфокомплексов					Зональные экзогенные среды и их разновидности
Чешуйчатая морена	рожковая морена Ребристая морена	друмлины Флютинг-морена	абляционная морена Основная морена	Озы Насыпная морена (конечная и боковая)	абляционная гляциальная -
антидюны Глыбовые шлейфы	Рифельные дюны	зандровые косы Косы-валы	зандры Пойменные покровы	зандровые конусы Конусы выноса	флювиогляциальная флювиальная, перигляциальная, бореальная, тропикогумидная, семиаридная
Дюны волочения	Барханы	Продольные дюны	Лёссы	Звездчатые дюны	эоловая перигляциальная, гумидная, семиаридная
Турбидитовые оползни	Рифели-ватты	Прибрежные валы	Литоральные покровы	Дельты	лимногляциальная субаквальная (лимническая, маринная) перигляциальная, бореальная, тропикогумидная, семиаридная
					Азональные факторы, экзогенные
Наволоки	?	?	биогермы Строения	биоотвалы Отвалы	биогенные органические техногенные
обвалы Ударные валы	?	?	Ударные покровы	Ударные конусы	импактные лавинные, обвальные, метеоритные
					Азональные факторы, эндогенные
каменные глетчеры соляные глетчеры Оползни	?	?	солифлюкционные, соляные покровы Делювиальные покровы	курум Коллювиальные конусы	криолитогенный гравитационно-литогенный литогалогенный
грязебитумные потоки ? Лавовые потоки	?	?	грязебитумные покровы травертины Лавовые покровы	сальзы гейзеры Лавовые конусы	грязенефтяные эффузивные гидротермальные вулканические
Игнимбритовые потоки-лахары	?	?	Пепловые покровы	Шлаковые конусы	эксплозивные

Обобщение имеющихся данных показывает, что азональные седиментационные морфокомплексы и денудационные процессы создаются движениями вещества литосферы по направлению действия силы тяжести или против него и делятся на 2 группы: эндогенные и экзогенные. Эндогенные морфокомплексы СР подразделяются на:

1. **Гравитационные** морфокомплексы возникают в ходе движения твердо-пластичных масс обломочного материала вниз или вверх под действием силы тяжести, изменений температуры и влажности. Подобные движения идут обычно на крутых склонах в различных гумидных и аридных условиях и создают седиментационные морфокомплексы способами наползания (оползни) толщ, насыпания по углу естественного откоса (коллювиальные конусы) и вертикальным наложением-наслоением (делювиальные покровы). Денудационные процессы в этих условиях проявляются в виде различных способов движения деятельного слоя обломочных масс (десерпция, дефлюкция, солифлюкция и т. д.) (см. главу 7), коррозии, корразии и плакинга. При отрыве (плакинг) и обваливании крупных блоков горных пород в структуре ДР образуются, как правило, локальные несогласия, которые с течением некоторого времени уничтожаются обычными денудационными процессами. Особенности вещественного состава и физических свойств седиментов позволяют выделить три подгруппы гравитационного СР: **литогенный, криогенный, галогенный**.

2. **Эффузивные** морфокомплексы возникают в ходе движения жидких масс-расплавов вниз или вверх под действием силы тяжести, температуры и давления. Подобные движения масс в литосфере связаны с фазовыми изменениями веществ, их объемов, плотности, вязкости и веса. Расплавы горных пород обусловлены вещественным составом и особым состоянием литосферы (ослабление давления и увеличение температуры) в том или ином месте. Соответственно составу расплавов можно составить закономерный вещественно-энергетический ряд: нефте-грязевые расплавы, гидротермальные, вулканические (лавовые). Выделяются **нефтегрязево-вулканические** седиментационные морфокомплексы, созданные нефте-водно-грязевой смесью (грязевые вулканы, битумовые покровы и др.); **гидротермальные**, созданные минерализованными водными растворами (гейзеры, травертины и др.); **вулканические**, созданные лавовыми расплавами (щитовые вулканы, вулканические конусы, лавовые потоки, покровы и др.). Движения расплавов идут как в недрах, так и по склонам земной поверхности и создают седиментационные морфокомплексы путем наползания (глыбовые лавы) толщ, насыпания-натекания по углу естественного откоса (конусы, валы) и наложением слоев (лавовые покровы). Дизъюнктивные процессы в этих условиях проявляются в виде различных форм разрыва и смещения слоев вмещающих горных пород (взбросы, сбросы и др.) и сопутствующих им денудационных процессов (коррозии, корразии, плакинга).

3. **Эксплозивные** морфокомплексы возникают в ходе движения газо-обломочных смесей вниз или вверх под действием силы тяжести. Эти движения также связаны с фазовыми изменениями вещества недр, его объема, плотности, вязкости и веса, причем эти изменения настолько быстрые, что приводят к взрывам горных пород и превращению их газо-обломочную смесь, имеющую огромную скорость движения. Движения газо-обломочных раскаленных смесей возникают в недрах, врываются в атмосферу или гидросферу, скатываются вниз по склонам земной поверхности и создают седиментационные морфокомплексы способами наползания (игнимбритовые потоки), насыпания по углу естественного откоса (шлаковые конусы) и вертикальным наложением (пеплово-лапиллиевые покровы). Дизъюнктивные процессы в этих условиях проявляются в виде разрыва и смещения горных пород (эксплозии) и сопутствующих им денудационных процессов (коррозии, корразии, кавитации) (глава 7).

Экзогенные морфокомплексы СР подразделяются на:

1. **Импактные** склоны возникают при мощных ударах внешних тел по литосфере, ведущие к перемещению масс и рельефообразованию без участия зональных внешних сред. Движения масс настолько быстрые, что приводят к плавлению и взрывам горных пород и превращению их газо-обломочную смесь. Эти движения создают седиментационные морфокомплексы способами насыпания по углу естественного откоса и наползания (ударные конусы и валы), а также вертикальным наложением (ударные пылевые и обломочные покровы). Дизъюнктивные процессы в этих условиях проявляются в виде разрыва и смещения вмещающих горных пород (ударные кратеры) и сопутствующих им денудационных процессов (коррозии, корразии, кавитации). Можно выделить следующие разновидности импактных ударных воздействий: **лавинные, обвальные и метеоритные**.

2. **Биогенные** склоны возникают при жизнедеятельности живых организмов. Они способны создавать различные морфокомплексы СР (муравейники, термитники, торфяники, насыпи, плотины и др.). Но их размеры обычно очень невелики и микроформы на суше встречаются довольно редко. Но тем не менее они имеют место быть и их нужно учитывать. Способы образования морфокомплексов вполне обычны – насыпание, наложение, наползание. Особой подгруппой биогенного седиментационного микрорельефа и даже мезорельефа являются техногенные морфокомплексы, созданные хозяйственной деятельностью человека. Они также азональны, но имеют и специфику зонального влияния. Человек сам способен создавать движущие среды, новые вещества, седиментационные и дизъюнктивные склоны (насыпи, строения, карьеры и др.). Способы создания техногенных склонов СР: насыпание, наложение-осаждение и наползание. Денудационные биогенные процессы проявляются в виде корразии, коррозии, коллизии, эвортзии, кавитации.

Не нужно забывать, что две трети поверхности Земли закрыты водой и имеют подводный георельеф различных рангов, который тоже является предметом геоморфологии, тоже требует изучения, и тоже важен для решения геоморфологических задач и хозяйственной деятельности человека. По сравнению с суши данных о подводном георельефе собрано гораздо меньше, но тем не менее их анализ и дедуктивные соображения позволяют предложить классификационную модель, близкую модели георельефа суши. В целом по отношению к суше озерные и морские водоемы аazonальны, они завершают зональную последовательность внешних движущих сред и образуют особую бассейновую среду осадко- и рельефообразования. Бассейновая (**аквальная**) среда отделена от суши (субгляциальной, субаэральной и субаквальной) волно-прибойной и приливно-отливной зоной осадко- и рельефообразования, которую можно рассматривать и как особую зону. Однако пока нет достаточного количества данных для того, чтобы определить критерии различия морфокомплексов, образованных в прибрежной и в глубоководной части водоемов, особенно для древних образований. Поэтому будем пока рассматривать аквальную среду без подразделений.

Необходимо отметить, что в морской аквальной среде и подводном георельефе предварительно можно также выделить закономерную последовательность условий (зональность) и созданных ими неровностей (рис. 66): гляциально-аквальные, аквальные, термогалинно-аквальные, в которых реализуются все пять способов рельефообразования и осадконакопления. Здесь выделяется также и аazonальные морфокомплексы, в принципе аналогичные суше: гравитационные, эффузивные, эксплозивные, импактные, биогенные образования (последние здесь приобретают большую значимость) и уж, конечно же, техногенные.

Подводный (морской, бассейновый) георельеф также подразделяется на ДР и СР, но СР в нем явно преобладает, в то время как на суше преобладает ДР. Особенностью подводных седиментов является то, что их осадки, захороняясь, вещественно преобразуются слабо. Они подвергаются так называемому диагенезу-уплотнению – превращению рыхлого, насыщенного водой осадка в твердую горную породу. Этот процесс идет обычно в восстановительной среде с дефицитом кислорода в условиях слабого водообмена. Поэтому разлагающие химические изменения (выветривание) в бассейновых седиментах почти прекращаются, и они вещественно изменяются слабо.

На суше ситуация обратная. Перемещаемые рыхлые горные породы почти повсюду постоянно подвергаются выветриванию (гипергенезу) на всем пути своего движения к морскому или крупному озерному бассейну. Они находятся в насыщенной кислородом среде, где очень подвижна вода и значительны температурные колебания, и поэтому постоянно подвергаются окислению, гидролизу, гидратации, растворению, механическому разрушению, меняя свой облик, размер и форму частиц, химический и минеральный состав. Именно процессы выветривания (вид которого зависит от условий окружающей среды) в значительной степени определяют внешний облик континентальных седиментов, даже если они имеют разный способ образования, что убедительно показал в своей фундаментальной монографии Е. В. Шанцер (1966). Тем самым мы еще раз убеждаемся в большом значении внешних условий для морфолитогенеза и формирования многих признаков седиментов: цвета, химического и минерального состава, формы и размерности зерен (но не текстур), наличие и состав органических и неорганических включений (макро и микрофоссилий, конкреций и др.). В зависимости от соотношения тепла и влаги выделяются несколько континентальных обстановок, свойства которых задают облик и свойства осадков. Последние, в свою очередь, являются диагностическими критериями для палеогеографических реконструкций. В связи с этим актуально следующее высказывание М. Шварцбаха (1955, с. 29): «людям непосвященным биологические признаки климата кажутся самыми важными..., но во многих случаях... на первое место выступают процессы почвообразования и аккумуляции осадочных отложений», иначе говоря, сами седименты и их вторичные изменения.

Предложенная морфогенетическая классификация (табл. 11) создана дедуктивно, исходя из геоморфологических закономерностей, и содержит «вакантные» места, обозначенные знаком вопроса. Для этих мест должны быть еще открыты соответствующие типы морфокомплексов, пока неизвестные на Земле, но, быть может, свойственные другим планетам. Данная классификация в достаточной степени подтверждается геолого-геоморфологическими данными и современными геологическими событиями, но ее приложение к собственно древним (палеозойским, протерозойским) геологическим объектам и процессам будет иметь некоторые трудности, особенно при выявлении-оценке древних физико-географических условий, потому что древние седименты подверглись деформации, литификации, метаморфизму. Поэтому еще предстоит поточнее определить критерии для генетической диагностики древних седиментов в рамках данной классификации, область ее применения, ее разрешающую способность и точность. Но это является задачей специальных исследований.

9. 4. Классификации геологических процессов

Морфогенетическая классификация представляет все разнообразие седиментационных, но не дизъюнктивных склонов. Собственно способ (самая важная составляющая генезиса) образования дизъюнктивных склонов всегда один – дизъюнктивный (преимущественно тектонический), хотя факторы, обусловившие разрыв, могут быть различными (криогенными, тектоническими, вулканическими и др.) (глава 7). Следы воздействия этих факторов можно распознать обычно только для относительно недавно возникших склонов-обрывов, ибо на большинстве трансформированных склонах денудация давно уничтожила эти следы. Отсюда следует, что для большинства дизъюнктивных склонов их генетические различия не распознаются. Для этих склонов можно дополнительно определить лишь действующие и действовавшие процессы их развития через морфологическое и вещественное выражение процессов денудации. Поэтому следует создавать обособленные классификации СР и ДР.

Исходя из теоретических представлений и эмпирических данных, обобщенных в главе 7, разработаны и предлагаются следующие классификации дизъюнктивных и денудационных процессов (табл. 12, 13, 14, 15). В них учитываются морфологические и вещественные признаки геологических процессов, их типы и условия проявления (зонально расположенные и азональные), типы движущих сред, динамика процессов в зависимости от типа движущих сред и устойчивости горных пород к разрушению. Структура таблиц-классификаций позволяет прочесть принципы классифицирования и закономерности, положенные в основу классификаций. Каждая классификация связывает внутри себя, как правило, несколько процессов, факторов, форм выражения в георельефе. Все неясные или неизвестные разделы подчеркнуты знаками вопросов. Тем самым предлагаются направления совершенствования классификаций.

Таблица 12. Классификация дизъюнктивных геологических процессов и их проявление в георельефе

Эндогенные факторы	Типы процессов				
	Сбросы	Взбросы	Сдвиги	Провалы	Взрывы
<i>Географически азональные</i>	Морфология неровностей				
криогенные	ступени	навесы	клинья	термокарст	?
тектогенные	ступени	навесы	стены		?
гидротермальные	?	?	?	карстовые котлы	гейзеры
вулканогенные	ступени	навесы	стены	кальдеры	маары

Таблица 13. Классификация денудационных геологических процессов и их проявление в георельефе

Экзогенные движущие среды	Типы процессов				
	<i>Коррозия</i>	<i>Коррозия</i>	<i>Эврозия</i>	<i>Кавитация</i>	<i>Коллизия</i>
<i>географически зональные</i>	Морфология неровностей шероховатости				
гляциальная	шратты	шрамы	?	ниши-кары	?
флювиальная	карры	пришлифовки	котлы	ниши-ступени	котлы
эоловая	?	ветрогранники	ячеи	?	?
лимническая	карры	пришлифовки	котлы	ниши-ступени	прибойные ниши
<i>азональные факторы</i>					
биогео-техногенные	шратты	шлифы	ямки	?	воронки
импактные: лавиновые дождевые метеоритные	?	шрамы ?	?	?	котловины выбоины кратеры

Данные классификации применимы в основном при картировании микрорельефа. Георельеф более крупных рангов требует генерализации морфогенетической классификации и геологических процессов. В ранге мезорельефа не всегда возможно отразить морфокомплексы СР соответственно

способу их образования, потому что эти способы обычно уже не выражаются в мезорельефе. В этом случае достаточно подразделения морфокомплексов на две группы: вертикального наложения (равнины) и латерального перемещения (субсклоны). Распределение зональных и азональных движущих сред и факторов сохраняют свое значение и для мезорельефа, а для макрорельефа они становятся даже главными генетическими признаками седиментационных морфокомплексов. В макрорельефе обычно невозможно уточнить способы их образования (за исключением вулканических морфокомплексов), потому что в данном масштабе они уже не выражаются. В этом случае достаточно принять, что генезис морфокомплексов просто седиментационный и обусловлен каким-либо фактором внешней среды (например, флювиальная или эоловая формация).

Таблица 14. Классификация динамики денудации соответственно устойчивости горных пород и действующих сред (показатели пород и сред суммируются, к примеру $2+4=6$ или $2+2=4$)

Экзогенные условия и среды (величина динамики от 1 до 6 по убыванию)	Ряд устойчивости горных пород (от слабой (1) до крепчайшей (5))				
	1	2	3	4	5
Гляциальные 1 – очень интенсивная	песок, пепел, ил, галечник, щебень, глина	гипс, туфф, катаклазит, конгломерат, глинистый сланец	песчаник, гипербазит, метаморфические сланцы, известняк	гранитоиды, габбро, диорит, субвулканиты	базальт, кварцит, диабаз, роговики
Флювиальные 2 - интенсивная	песок, суглинок, пепел, ил	галечник, туфф, щебень, глина, гипс, известняк, катаклазит	глинистый сланец, песчаник, конгломерат, гипербазит	метаморфические сланцы, диорит, гранитоиды, габбро, субвулканиты	базальт, кварцит, диабаз, роговики
Эоловые 3 - умеренная	песок, пепел, ил	суглинок, галечник, щебень, глина	глинистый сланец, туфф, песчаник, гипс, катаклазит, конгломерат, гипербазит	метаморфические сланцы, известняк, гранитоиды, габбро, диорит, субвулканиты	базальт, кварцит, диабаз, роговики
Субаэральные (слабая): перигляциальные - 4 гумидные - 5 аридные - 6	песок, суглинок, пепел, ил, глина	галечник, щебень, гипс, туфф, известняк, катаклазит	глинистый сланец, песчаник, конгломерат, гипербазит	метаморфические сланцы, гранитоиды, габбро, диорит, субвулканиты	базальт, кварцит, диабаз, роговики

В ранге мезорельефа не имеют своего морфологического выражения и многие экзогенные денудационные процессы. Поэтому при их картировании достаточно исходить из того, что эти процессы денудационные и обусловлены определенными движущими средами, среди которых можно обособить зональные и азональные типы процессов. К первым относятся **экзарация** (денудация посредством ледников), **эрозия** (посредством текучих вод), **дефляция** (посредством ветра) и **абразия** (посредством волнового прибоя). Ко вторым принадлежат биогенная и техногенная денудация, а также импактные процессы, обусловленные ударами метеоритов. Это классифицирование применимо и для макрорельефа.

Гравитационные денудационные процессы в мезорельефе нуждаются в генерализации. Виды процессов, действующие на семи типах склонов микрорельефа (табл. 9), должны быть обобщены в четыре класса. Для **равнин** типичны суффозия и выветривание, **субсклоны** (от 1,4 до 5,6°) подвержены течению выветрелого обломочно-глинистого материала, на **склонах** (от 5,6 до 22,5°) действует оползание различных типов, а на **кручах** преобладает обваливание-осыпание. Процессы выветривания здесь имеют зональную последовательность, аналогичную микрорельефу. Чтобы подчеркнуть разницу динамики развития мезорельефа, достаточно указать тип воздействующей зональной внешней обстановки.

В макрорельефе проявляются геологические процессы по другому. Склоны этого ранга составляют три класса, и эти классы являются следствием тектонических процессов или денудации и аккумуляции, обусловленных тектоникой. **Равнины** как элементы макрорельефа являются областями тектонического опускания и аккумуляции, разнообразие которой подчеркивают формационные типы седиментов. **Наклоны** подвержены действию денудационных процессов, которые различаются за счет проявления зональных внешних условий и выветривания. **Подъемы** (>11,2°) являются следствием интенсивных тектонических поднятий, преобладающих над денудацией. Таким образом показываются тенденции и динамика развития участков макрорельефа.

Таблица 15. Классификация гравитационных литогенных денудационных процессов и их проявление в георельефе

Типы выветривания и субэаральная зональность:	Крутизна склонов:						
	< 1,4°	до 2,8°	до 5,6°	до 11,2°	до 22,5°	до 45°	до 90°
	Типичные процессы:						
	суффозия	сплывание	растекание	солифлюкция	дефлюкция	десерпция	обвалование
	Морфология неровностей шероховатости:						
морозное выветривание, нивально-перигляциальная зона	криотурбированные глеевые почвы (туфуры), илисто-дресвяные	полигональные почвы, илисто-каменистые	криогенные полосчатые почвы, делли, каменные суглинки	криогенные выпукло-ступенчатые почвы (энтисоли), каменные суглинки	криогенные вогнуто-ступенчатые почвы (энтисоли), каменные суглинки	криогенный каменно-глыбовый покров (курум)	трещинно-ступенчатые скалы
биохимическое выветривание	илисто-глинистые глеевые почвы с плоскими малыми понижениями, (Gleysols, [FAO], Aquoll [ST])	илисто-глинистые подзолы с плоскими малыми понижениями (Acrisols, Podisols [FAO], Spodosol [ST])	песчано-суглинистая браунерде, делли (Ferrasols [FAO], Aftisol [ST])	выпукло-ступенчатые ранкерные почвы, дресвянистые суглинки (Regosols, Leptosols [FAO], Inceptisol [ST])	вогнуто-ступенчатые ранкерные почвы, каменные суглинки (Regosols, Leptosols [FAO], Entisol [ST])	каменно-глыбовые супеси с зачаточными почвами (Entisol [ST])	трещинно-ступенчатые скалы
гумидное							
семиаридное	илисто-глинистые солонцы с плоскими малыми понижениями	суглинисто-супесчаные черноземы с плоскими малыми понижениями (Chernozems [FAO], Mollisol [ST])	суглинисто-супесчаные каштановые почвы, делли (Kastanozem [FAO], карбонатный Aridisol [ST])	суглинисто-дресвяные каштановые почвы (Kastanozem [FAO], карбонатный Aridisol [ST])	суглинисто-каменные сероземы (Entisol [ST])		
солевого выветривания	полигональные такыры, глинисто-илистый солончак	суглинистые солонцы с плоскими малыми понижениями	суглинисто-супесчаные гипсодержащие сероземы (Aridisol [ST])	суглинисто-дресвяные гипсодержащие сероземы (Aridisol [ST])	?	?	?
аридной зоны							
инсоляционное выветривание	суглинистый серозем с плоскими малыми понижениями (Aridisol [ST])	суглинисто-супесчаный серозем с плоскими малыми понижениями (Aridisol [ST])	суглинисто-дресвяный серозем, делли (Aridisol [ST])	каменно-супесчаный серозем (Aridisol [ST])	каменно-супесчаный глыбовый серозем (Aridisol [ST])	каменно-глыбовый покров	трещинно-ступенчатые скалы
аридной зоны							

Примечание: [FAO] – обозначение почв соответственно легенде Soil Map of the World (1988), [ST] – соответственно Soil Taxonomy (1975).

Дизъюнктивные геологические процессы могут быть обозначены в микро- и мезорельефе как геоморфологические границы определенного типа (несогласные «срезающие»); для макрорельефа эти процессы не нуждаются в генерализации. Для последнего свойственно проявление прежде всего тектонических и вулканических факторов.

9. 5. Классификация морфостратиграфических подразделений георельефа. Хронологическая геоморфологическая шкала

Морфостратиграфические подразделения георельефа должны быть также классифицированы и обозначены согласно их хронологическому рангу. Именно они составят основу его картирования. Исходной хронологической единицей является, конечно же, склон (геофакетта). Склон может быть самостоятельным картируемым хронологическим (и конечно же, генетическим) элементом. Однако во многих случаях нецелесообразно выделять в георельефе и на карте лишь отдельные склоны. Как уже указывалось, карта станет при этом слишком подробной, хаотичной и не будет выражать пространственно-временную структуру георельефа. Поэтому хронологически синхронные склоны могут и должны объединяться в морфостратиграфические подразделения – совокупности синхронных склонов. В дизъюнктивном георельефе таковыми будут так называемые склоновые пояса, этажи, сегменты, подрезы, полосы и др. (глава 8). В седиментационном георельефе их можно объединить в фации, морфокомплексы, формации.

В зависимости от масштаба картирования необходимо выделять и различные ранги совокупностей склонов ДР и СР. Кроме того, необходимо отдельно обозначить таксоны для общей

хронологической геоморфологической шкалы и таксоны, которые должны обозначать местные морфостратиграфические подразделения. В этом случае будет правильным использовать подход, принятый в геологии (Общая геология, 1976). Классификация морфостратиграфических подразделений станет понятнее и информативнее, если ее представить совместно с геохронологической классификацией стратиграфических и магматических подразделений, что дает возможность сравнивать и коррелировать геоморфологические и геологические подразделения между собой (табл. 16). Морфологическое выражение морфостратиграфических подразделений представлено на рис. 67.

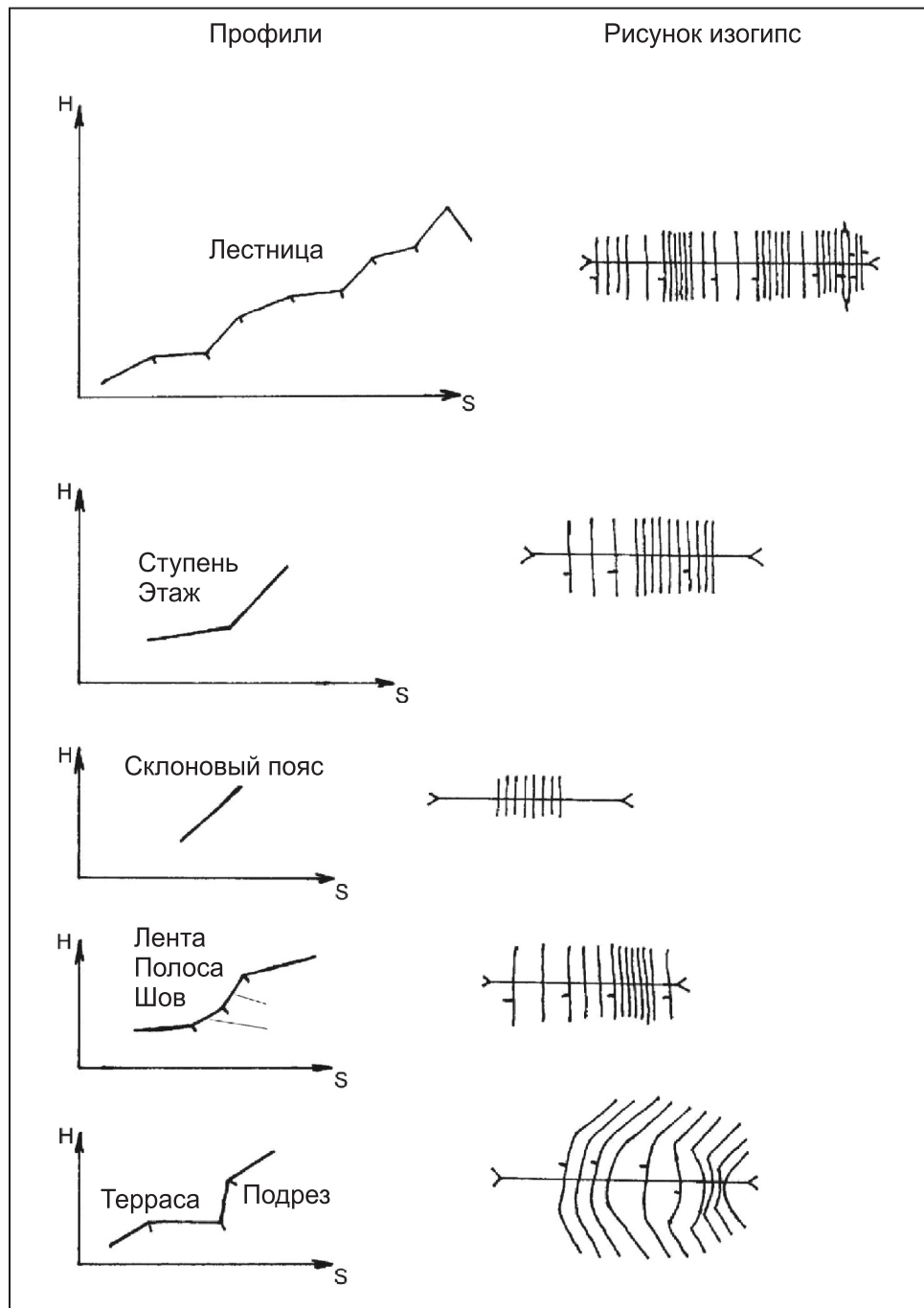


Рис. 67. Профиль и плановый облик морфостратиграфических подразделений ДР

Ясно, что следы событий и эпизодов рельефообразования можно выделить в основном лишь на крупномасштабных картах (1:10000-1:50000). Геоморфологические подразделения, образовавшиеся в течение эр и эпох, выделяются главным образом на среднемасштабных картах (1:200000-1:500000). Геоморфологические лестницы и сооружения могут быть показаны на мелкомасштабных картах. Таким образом, классификация дает возможность производить генерализацию или детализацию морфоструктуры георельефа при переходе на тот или другой масштаб картирования.

Таблица 16. Классификация картируемых морфостратиграфических подразделений и их соотношения с морфохронологическими и геологическими общими и местными подразделениями

Морфохронологические подразделения	Общие морфостратиграфические подразделения ДР	Местные морфостратиграфические подразделения ДР		Общие и местные стратиграфические категории (даны для сравнения)		Морфокомплексы седиментационного георельефа		Нестратифицированные магматические и др. комплексы	
Мегахрон (до 10 ⁹ лет)	Лестница			Мегатема		Сооружение			
Эра (до 180 млн. л)	Ступень	Этаж		Эратема		Сооружение			
Эпоха (60- 120 млн. лет)	Пояс	Склоновый пояс		Система	Серия	Сооружение	Формация	Пояс	
Фаза (12 - 22 млн. лет)	Ярус	Лента	Сегмент (несогласие)	Отдел	Серия, свита	Формация		Пояс	
Век (0.4 - 4 млн. л)		Полоса	Подрез	Ярус	Свита, Подсвита	Формация	Морфо-комплекс	Пояс	Комплекс
Эпизод (0.01 - 0.1 млн. л)		Шов	Выемка	Пачка	Свита, Подсвита	Морфокомплекс	Фация	Комплекс	Фаза
Событие (0)		След	Скол	Пласт	Толща	Фация		Фаза	

Геолого-геоморфологические данные (Пенк, 1961; Общая геология, 1976; Монин, 1977; Борисевич, 1989; Малиновский, 1990, Зубаков, 1989; и др.), обобщающие информацию многих, относительно хорошо изученных регионов Мира, позволяют предложить предварительную общую геоморфологическую хронологическую шкалу, учитывающую тектонические, палеогеографические изменения, динамику развития склонов, основные тенденции развития георельефа, абсолютную и относительную хронологию, геохронологию и региональные данные на примере Алтая и Африканского континента (табл. 17). Эта общая шкала может служить геохронологической основой регионального геоморфологического картирования и, конечно же, должна быть уточнена и улучшена в ходе получения новых данных. В любом случае она возникла не из «воздуха» и опирается на уже известные данные различных регионов суши.

Таблица 17. Предварительная общемировая геоморфологическая шкала и ее синхронизация с циклами развития геосистемы планеты Земля

Геолого-географические циклы				Геоморфологическая шкала					
время, млн. лет назад	Палеообстановка (преимущественно)	тектоника, магматизм	Геологическая шкала	эры рельефообразования	эпохи для Алтая	тенденции развития	скорости денудации, мм/ год	величины отступления склонов, км	эпохи для Африки
- 0 - 45	похолодание увлажнение	активизация	Четвертичный - конец эоцена	альпийская	Салаирская	врезание	0.1	2.6	?
- 45 - 156	потепление, иссушение	ослабление	эоцен - ранний мел	позднемезойская	ненинская	выравнивание	0.01	2.5	постафриканская
- 156 - 200	похолодание увлажнение	активизация	юра	раннемезойская	синохинская	врезание	0.1	4.6	
- 200 - 290	потепление, иссушение	ослабление	триас-пермь	позднегерцинская	ануйская	выравнивание	0.01	2.3	африканская
- 290 - 330	похолодание увлажнение	активизация	ранняя пермь-карбон	герцинская	катунская	врезание	0.1	4.6	
- 330 - 445	потепление, иссушение	ослабление	ранний карбон-силур	каледонская	аккемская	выравнивание	0.01	2.5	постгондванская
- 445 - 490	похолодание увлажнение	активизация	силур-ордовик	каледонская	белухинская	врезание	0.1	4.3	
- 490 - 620	потепление, иссушение	ослабление	кембрий	байкальская	?	выравнивание			гондванская ?
- 620 - ?	похолодание увлажнение	активизация	венд	байкальская	?				

К примеру, В. Пенк (1961) установил, что в Рудных горах восточнее Лейпцига самая низкая поверхность выравнивания с абсолютными высотами 450-350 м (пологий склоновый пояс 3-4 стадии трансформации) перекрыта местами седиментами нижнего олигоцена, что позволило ему определить возраст этого пояса как древнее нижнего олигоцена, но моложе сеномана (нижний мел). Здесь же наблюдаются другие, выше расположенные поверхности выравнивания, о которых он пишет, что «все другие, выше расположенные поверхности выравнивания должны быть еще древнее (образоваться еще раньше), а именно, существенно древнее» (с. 243). Из этого следует, что георельеф Рудных гор является преимущественно мезозойским (местами еще более древний), а альпийский (кайнозойский) возраст свойственен здесь только крутым склонам долинных врезов в нижнем течении рек, а также грабену долины р. Эльбы. То же самое установлено и для горного массива Гарц (Пенк, 1961).

К обоснованным выводам о большой древности многих долин и хребтов Тянь-Шаня приходит геоморфолог Г. Н. Пшенин (1992, и др.). Он подчеркивает, что раньше было принято считать, что горный рельеф Средней Азии возник на месте платформенной равнины, начиная с верхнего олигоцена, а более древний георельеф, который возникал здесь в мезозойскую и герцинскую эпохи, не сохранился. С помощью детальных исследований ему удалось установить, что горный рельеф образовался здесь уже в карбоне-перми и местами сохранился до настоящего времени. При этом Г. Н. Пшенин (1982, с. 87-88) подчеркивает, что «горный рельеф палеозоя и мезозоя, само собой разумеется, не соответствовал площади и высотам своего нынешнего состояния, и образование его склонов и поверхностей выравнивания не было одноактным процессом, а состояло из нескольких эпох поднятия и выравнивания». Он же установил, что эрозионные врезы в горах Средней Азии обусловлены несколькими этапами тектонических поднятий и являются очень древними (некоторые древнее триаса-перми), причем глубины мезозойского и кайнозойского врезания относительно невелики (около 1000 м при общей амплитуде врезов до 5000-7000 м). Подтверждения представлений Г. Н. Пшенина получены недавно для Австралии, где доказано наличие в георельефе уровней, возраст которых коррелирует даже докембрию (устное сообщение Ю. И. Лоскутова, переведившего статью австралийских геологов).

Интересные региональные обобщения данных о поверхностях выравнивания платформенных равнин и низкогорий сделаны Д. В. Борисевичем (1989). Он утверждает, что на всех континентах развита сходная по возрастам серия поверхностей выравнивания и что поверхности выравнивания, датированные Л. Кингом, на самом деле древнее (гондванская – средний-верхний триас; постгондванская – верхняя юра-нижний мел; африканская – палеоцен-эоцен; постафриканские – соответственно миоцен и нижний плиоцен). Из них среднетриасовая (**гондванская**) поверхность выравнивания развита локальными фрагментами на останцовых горах Африки, Австралии, Средней Сибири, Урале, Индостане, Южной Америке, Северной Америке. Разница высот между нею и ниже расположенной позднеюрско-нижнемеловой поверхностью примерно всюду одинакова и составляет 300-400 м, достигая в горах Скандинавии 650-700 м. Возраст гондванской поверхности определяется по перекрывающим ее базальтам как средний триас (отмечу, что на самом деле правильнее считать его **значительно древнее** триасовых базальтов).

Позднеюрско-нижнемеловая (**африканская**) поверхность повсюду развита очень широко и составляет основную площадь платформ древних континентов, находясь на высотах от 200-220 до 600-760, а в Африке до 850-950 м. Она перекрыта мощной (30-60 м) латеритной корой выветривания мелового возраста и имеет датировки перекрывающих базальтов в 110-124 млн. лет (нижний мел), что также свидетельствует о ее возрасте значительно древнее мела (латеритные коры выветривания более свойственны триасу-верхней перми (Казаринов, 1958)).

Палеоцен-эоценовая поверхность **Уна** (в Австралии) наблюдается узкими полосами вдоль долин рек, имеет маломощную кору выветривания (до 5-7 м) сильнокислотного состава и датируется по фрагментам перекрывающих эоцен-олигоценовых отложений. Сходные поверхности свойственны многим регионам на всех континентах и обычно датируются мел-палеогеном.

Миоценовая поверхность (названия нет) занимает обширные площади в Азии, Европе, Северной Африке и выработана на слабоустойчивых к денудации осадочных мезо-кайнозойских породах; на кристаллическом фундаменте Африки, Австралии, Америки она практически не выражена, не успела сформироваться. Датируется данная поверхность по срезанию осадков эоцена и наложению на нее осадков верхнего миоцена. Плиоценовая поверхность имеет вид педиментов шириной до 10 км и развита также по кайнозойским осадочным породам в зонах альпийской складчатости районов Африки, Индии, Америки, Европы.

Д. В. Борисевич (1989) считает, что формирование каждой поверхностей выравнивания было приурочено к эпохам морских трансгрессий и подчеркивает, что более древние поверхности выравнивания деформированы сильнее, чем молодые (их уклон обычно в 2 раза больше) (Борисевич, 1982). По его мнению, уровень «великой» меловой трансгрессии превышал современный

уровень моря на 250-300 м и созданная ею поверхность на всех континентах располагается сейчас точно в интервале этих абсолютных высот, доказывая отсутствие сколько-нибудь существенного поднятия – опускания материковых платформ и их изостатическое равновесие. Он считает, что со среднего триаса до позднего мела с континентов была снесена толща пород в 300-400 м, и произошло тектоническое поднятие за счет изостазии на эту величину. Разность высот поверхностей отражает не разность эвстатических колебаний уровня океана, а величину изостатического поднятия (Борисевич, 1989).

Оценивая выводы работы Д. В. Борисевича, Д. А. Тимофеев (1989) пишет, что Д. В. Борисевичем поставлена интересная, но трудно выполнимая задача. Создать точную систему геоморфологических уровней очень трудно, данные для этого не всегда корректны, методы также несовершенны, а использовать данные выборочно, как это сделал Борисевич, – значит делать подгонку их под идею. Д. В. Борисевич (1989) в ответ на замечания Тимофеева подчеркивает, что он (Борисевич) действительно использует литературные данные выборочно и должен был делать только так, а не иначе, в отличие от Тимофеева, который собрал все «данные» и получил хаос на основе «статистической» обработки 1500 научных статей. Возраст поверхностей выравнивания Д. А. Тимофеев принимал по максимальному количеству высказываний о возрасте той или иной поверхности, «иными словами возраст...устанавливался методом заочного голосования,...но давно известно, что в науке истина устанавливается не мнением большинства, а только на основе анализа конкретных фактов. Поэтому в моей статье рассматриваются только те работы, в которых возраст...поверхностей не просто декларируется, а приведены конкретные доказательства» (Борисевич, 1989, с. 47). На мой взгляд, в работе Д. В. Борисевича есть некоторые неверные интерпретации, но его подход в любом случае правильнее, чем у оппонентов. Считаю, что выводы Борисевича следует активно использовать при построении шкалы земного геоморфологического времени.

Подводя итоги изложенному, отмечу, что предложенные классификации основываются на известных физических способах образования вещества и его поверхностей, учитывают различные условия и движущие среды, четко разделяют подсистемы дизъюнктивного и седиментационного георельефа. Тем самым классификации получаются логичными, непротиворечат законам образования и развития ДР и СР, поддаются математическому описанию, имеют отчетливые связи с другими науками и новые возможности прикладного применения. Более подробное их рассмотрение – это тема специальной работы, подчеркну только, что они являются достаточно новыми в геоморфологии и по-новому обобщают накопленные знания о георельефе.

Заклучение: О путях развития геоморфологии

Как указывалось во «Введении», любая наука последовательно и параллельно решает один и тот же ряд задач возрастающей трудности: 1) описание; 2) объяснение; 3) предсказание; 4) управление; 5) создание объектов с заданными свойствами. Считается (Симонов, 1988), что геоморфология же уже лет 100 решала первые две задачи и лишь недавно приступила к решению третьей и четвертой. Однако обзор опубликованных результатов и предложений показывает, что и первая, и вторая задачи пока еще далеки от своего решения. Не решив эти задачи, геоморфологи пытаются решать более сложные и развивают различные научные направления и идеи, которые пока не имеют здесь достаточного теоретического и эмпирического базиса. В словаре общей геоморфологии (Терминология..., 1977) перечислено и представлено 32 геоморфологические научные дисциплины (геоморфология общая, суши, океана, частная, динамическая, историческая, климатическая, структурная, аналитическая, синтетическая, теоретическая, прикладная, планетарная, региональная, полевая, экспериментальная, математическая, дистанционная и др.), многие из которых дублируют друг друга. В рамках этих научных дисциплин развиваются различные теории и учения: теории развития георельефа по Дэвису или Пенку, морфодинамическая теория, теория геоморфологических систем и системного анализа, учение о коррелятивных отложениях, учение о симметрии георельефа, теория «хаоса и порядка», теория литодинамического потока, геоморфологических рядов, корреляционный анализ, теория динамического равновесия и авторегуляции в развитии георельефа и другие.

Их анализ убеждает в том, что большинство из них пока весьма несовершенны (Butwilowski, 2001). Это не значит, что они не смогут когда-нибудь найти своего применения в геоморфологии. Пока же вынужден отметить, что учение о симметрии, диссимметрии, асимметрии георельефа, как и теории систем, фрактальности, хаоса и порядка, устойчивого развития и другой модерн еще мало что дают геоморфологии, разве что тему для нескончаемой дискуссии, в которой оппоненты показывают эрудицию в математике, логике, физике, методологии науки, но почему-то обычно избегают простых конкретных примеров из геоморфологии, используя в основном знаки корейского флага, китайские иероглифы, кубики, снежинки и т. д. как примеры доказательств и эффективного приложения этих теорий к георельефу. Авторы этих новшеств, обычно бывшие физики, математики и другие теоретики заняли позицию критиков «традиционной» геоморфологии и зачастую лишь запутывают решение геоморфологических проблем, не имея настоящего опыта полевой работы и мало пытаясь его приобрести.

Традиционная геоморфология даже считается иногда примитивной и школярской. «Как работнику высшей школы, автору приходится сожалеть о том, что вузовская геоморфология, судя по содержанию программы и учебника основного курса, по-прежнему остается на позициях учебной (или школярской) дисциплины, не выходя за рамки простой систематизации факторов, процессов, форм, реально не существующих в природе порознь. При этом рельеф как сложный объект, как остов географической оболочки, ее дифференциатор, во всей его обескураживающей сложности, редуцируется до совокупности простых форм и элементарных процессов» (Черванев, 1992, с. 112). Считаю это заблуждением. Пока еще нет простой и понятной элементарной геоморфологии, а уже имеется желание предложить студентам некую геоморфологию «обескураживающей сложности». Кто же способен такую геоморфологию понять? Кстати, математики и физики тоже преподают элементарную математику или физику и не видят в этом особой проблемы. Так что озабоченность И. Г. Черванева в этом отношении пока преждевременна. Однако он полагает, что прогресс геоморфологии и ее престижность зависят от того, сумеет ли наша наука «совладать» с феноменом самоорганизации, а также овладеть общим для природы алгоритмом развития и управлением геоморфологическим процессом через естественные механизмы саморегуляции. Не буду спорить с автором о «феномене самоорганизации», но уверен, что если в геоморфологии не будут созданы логически непротиворечивые и практически эффективные простейшие теоретические основы, то вряд ли можно будет говорить о ее прогрессе и престиже.

Рядовому труженнику-геоморфологу станет неуютно и от итогового вывода Г. Ф. Уфимцева (1994, с. 90-91): «В своей работе геоморфолог должен, очевидно, руководствоваться формулой: в наших представлениях о пространстве и времени рай ньютоновской простоты утерян навсегда. Пространственно-временное многообразие невероятно сложно и оно изменяется в соответствии с изменениями в телах и полях...»

А был ли в геоморфологии «рай ньютоновской простоты»? Да не было его здесь никогда! Вот и надо шаг за шагом продвигаться к созданию простоты и ясности в фундаменте учения о георельефе, а «пятимерность» с «хаосом», «устойчивым развитием» и т. д. и т. п. могут и подождать. Не следует торопить события и, не реализовав одного дела, браться за другое. Об этом говорят примеры развития теоретических представлений в геометрии или геологии. К примеру,

геометрия Лобачевского-Римана могла появиться лишь после становления геометрии Евклида; да и в геологии уже на протяжении двух сотен лет реализуется учение о стратиграфической последовательности (как аналог морфологической последовательности) и пока не намечается перехода к более сложным – n -мерным – пространственно-временным отношениям.

Пока же в данной книге предложены к дискуссии:

- исходные геоморфологические термины-понятия и их определения;
- элементы литосферы и георельефа и их главные категории;
- исходные определения и аксиомы главных категорий элементов георельефа;
- законы и процессы образования и развития этих элементов;
- теории геоморфогенеза и морфостратиграфии;
- морфографические, морфогенетические и морфостратиграфические классификации;
- эскиз мировой геохронологической шкалы морфостратиграфической последовательности.

Методы исследования георельефа требуют отдельного специального обоснования, представления и изложения, как и методология интерпретации геоморфологических данных и прикладного применения теорий геоморфогенеза и морфостратиграфии. Именно методы исследования и интерпретации и составят основу экспериментальной и прикладной геоморфологии. Кроме того, необходимо создать свою символику характеристик элементов георельефа и свой язык описания эмпирического материала, сочетая литературный и математический языки (Ласточкин, 1991). Но, пожалуй, самая главная наша задача – обоснование методологии геоморфологического картирования, главного метода исследования георельефа. Только тогда, когда будет разработана объективная и эффективная методология геоморфологического картирования, которая будет способна поставлять точные и правильные фактические данные о георельефе, тогда и изменится отношение к геоморфологии в системе наук о Земле.

Над этим и планируется поработать дальше. Что касается данной книги, то буду очень благодарен конструктивной критике и всем полезным замечаниям-предложениям. Кроме того, прошу прощения за то, что не всё и не всех было возможно упомянуть, а также за возможные неточности и упущения, что касается ссылок и первоисточников.

Приложение: Словарь основных общенаучных понятий

Термин – слово, обозначающее нечто.

Нечто – все, что есть или может быть.

Информация – все, что воспринимается.

Знак – нечто, выражающее какую-то информацию.

Язык – определенная совокупность знаков, выражающая и передающая информацию.

Целое – нечто без разделения на части.

Часть – нечто, принадлежащее целому, меньшее его самого.

Предмет – то, что изучается и познается.

Субъект – тот, кто изучает и познает.

Вещь – нечто существующее, которое можно принять в качестве предмета.

Свойства – все имеющееся у чего-либо.

Элемент – возможно большая часть целого, имеющая в себе одинаковые свойства.

Количество – множество считаемых вещей или их частей.

Качество – определенное свойство некоторого количества частей или вещей.

Пространство – нечто, выражаемое количеством, качеством и структурой.

Структура – расположение элементов внутри целого.

Форма – воспринимаемый облик вещи, создаваемый ее свойствами и свойственным ей пространством.

Содержание – свойства чего-либо, проявляющиеся в его формах и процессах развития.

Состояние – количество и качество чего-то, одинаковые некоторое время.

Величина – определенное количество чего-то.

Точка – то, что не имеет частей, условная бесконечно малая часть пространства.

Линия – часть пространства, каждая точка которой соприкасается только с двумя точками.

Протяженность – количество одинаковых частей целого в каком-то направлении.

Направление – последовательность точек, составляющих некоторую прямую линию.

Прямая линия – кратчайшая линия между двумя точками.

Поверхность – место точек, протяженное в пространстве лишь по длине и ширине (не имеет толщины).

Объем – место точек, протяженное в пространстве по длине, ширине и высоте (трехмерное).

Высота – протяженность, направление которой противоположно направлению силы тяжести.

Положение – место элемента в пространстве, определяемое протяженностью до других элементов.

Отношение – сравнение положения и (или) состояния чего-то относительно другого.

Континуальность – связь между точками некоторого качества, при которой между ними нельзя вставить точку другого качества (непрерывность).

Дискретность – то, что не континуально (прерывисто).

Связь – нечто, соединяющее вещи между собой, обуславливающее их взаимодействие.

Граница – внешняя совокупность точек некоторого пространства (поверхность или линия).

Внешнее – часть пространства, точки которого с одной стороны не имеют соседних точек.

Внутреннее – часть пространства, точки которого со всех сторон имеют соседние точки этого же пространства.

Реальность – все, что есть в действительности.

Материя – все разнообразие пространства.

Вещество – вид материи, обладающий массой покоя.

Тело – отдельное вещество, имеющее свое обособленное пространство.

Материальная точка – тело, форма и размеры которого несущественны при решении некоторой задачи.

- Последовательность** – отношения, при которых одно может находиться только рядом с другим, другое – только рядом с третьим и т. д.
- Время** – нечто, выражающееся непрерывной последовательностью в отношении раньше-позже.
- Момент** – бесконечно малая часть (точка) этой последовательности.
- Дление времени** – количество моментов.
- Событие** – нечто случившееся, создавшееся в некий момент времени.
- Изменение** – количественно-качественное различие между состояниями чего-то.
- Покой** – одно и то же положение относительно чего-то другого.
- Движение** – изменение положения и состояния чего-то.
- Действие** – усилие, направленное на что-то в течение некоторого времени.
- Сила** – нечто, могущее изменить движение или положение тел.
- Энергия** – произведение массы и ее движения.
- Масса** – нечто, способное породить силу.
- Взаимодействие** – действие вещей друг на друга.
- Зависимость** – определенная и необходимая связь вещей друг с другом.
- Образование** – появление-возникновение вещи, когда она становится составной частью некоего целого.
- Развитие** – существование вещи в условиях внешней среды и ее определенное реагирование на их изменения.
- Саморазвитие** – развитие вещи за счет ее собственных свойств и энергии.
- Кинематика** – формы движения тел в пространстве-времени без учета действующих на них сил.
- Динамика** – количественно-качественные формы движения тел с учетом действующих на них сил.
- Процесс** – последовательность качественно-количественных состояний вещи.
- Функция** – зависимость чего-то от другого, выраженная в количественной форме.
- Возможность** – наличие того, через что нечто может произойти или быть.
- Действительность** – какая-то реализованная возможность.
- Необходимость** – обязательная упорядоченная реализация чего-либо.
- Случайность** – беспорядочная реализация чего-либо.
- Вероятность** – величина реализации возможности.
- Условие** – нечто, которое дает возможность реализоваться чему-либо.
- Предпосылка** – нечто, создающее возможность.
- Причина** – нечто, создающее или создавшее что-то.
- Фактор** – одна из причин, создавших нечто.
- Следствие** – нечто, созданное причиной.
- Противоположность** – нечто, созданное наоборот или изменяющееся в обратном направлении.
- Ощущение** – следствие действия предмета на органы чувств субъекта.
- Выражение** – нечто, делающее что-то «видимым», воспринимаемым.
- Явление** – воспринимаемые формы чего-то.
- Восприятие** – ощущение, отражение, запоминание и понимание чего-либо субъектом.
- Понимание** – усвоение и правильная оценка чего-то.
- Познание** – действия субъектов, позволяющие получать и воспринимать информацию о чем-либо.
- Определение** – точное узнавание и опознание чего-то.
- Результат** – суждение о чем-либо, полученное в количественно-качественной форме при его познании.
- Опыт (эмпирика)** – познание с помощью различных многократных повторений или проверок.
- Простота** – нечто, способствующее наименьшему действию при восприятии и выполнении чего-либо.
- Мысль** – нечто, созданное сознанием человека в ходе познания, выражающее свойства чего-либо.
- Суждение** – мысль, выражающая нечто с помощью какого-либо языка.
- Предположение** – суждение, истинность которого неизвестна.

Мнение – суждение, основывающееся на интуитивном ощущении его истинности.

Заключение – мысль, логически следующая из одного или множества суждений.

Прогноз – обоснованное заключение о будущем чего-то.

Понятие – заключение, позволяющее обозначить нечто и определять-выделять его среди другого.

Знания – результаты познания, соответствующие истине и подтверждаемые опытом.

Заблуждения – результаты познания, воспринимаемые как истинные, но таковыми не являющиеся.

Проблема – определенное незнание о чем-либо, что должно быть познано или объяснено.

Задача – вопрос, сформулированный так, что на него можно ответить.

Мотивы – практическая необходимость и психологическая потребность познания чего-то.

Практика – применение знаний.

Цель – образ желаемого результата познания.

Продукт – нечто, созданное чем-то.

Логика – правильное мышление: законы, формы и методы доказательств и опровержений.

Метод – последовательность действий, необходимых для решения задачи или познания чего-либо.

Методология – наука о методах познания.

Тождество – равенство, одинаковость вещей в каком-либо свойстве.

Конвергенция – морфологическое и структурное сходство вещей, образованных разными факторами.

Правильность – тождество совершенных кем-то действий предписанным для этого правилам.

Критерий – нечто, с помощью которого что-то оценивают и проверяют.

Истина – тождественность свойств, представленных в образе вещи, свойствам самой вещи.

Анализ – выделение в предмете составляющих его элементов и их сравнение между собой.

Сравнение – сопоставление вещей между собой с целью познания: в чем они одинаковы и в чем различны.

Аналогия – сходство, подобие вещей по каким-то их свойствам.

Синтез – соединение выделенных элементов в определенные совокупности по каким-то свойствам.

Факт – правильно полученное знание о чем-то в пределах необходимой точности.

Фикция – нечто, не могущее быть фактом.

Ошибка – неправильное действие или результат.

Научные представления – это знания, которые формально-логически не могут быть признаны теорией.

Гипотеза – логически обоснованное предположение о чем-либо.

Теория – логически обоснованное представление о чем-либо, подтвержденное экспериментами и практикой, истинное для определенных условий.

Аксиома – суждение, следующее из опыта и логики и принимаемое за истину без доказательства.

Эксперимент – познание предмета в контролируемых или управляемых условиях.

Обоснование – доказательство истинности или ложности какого-либо суждения.

Доказательство – установление истинности суждения с помощью аргументов.

Аргумент – истинное суждение, служащее для доказательства или опровержения другого суждения.

Опровержение – обоснование ложности суждения с помощью аргументов.

Абстракция – обобщение каких-то свойств вещей и не учет других их свойств.

Идеализация – упрощение некоторых свойств и связей предмета соответственно некоторому образу.

Предназначение – способность делать что-то.

Закон – связь между вещами, всегда одинаково реализующаяся в определенных (идеальных) условиях.

Закономерность – проявление закона в неидеальных условиях реальности.

Правило – формулировка последовательности действий с указанием на их обязательное выполнение.

Формальность – строгое следование каким-то правилам, образцам, законам.

Норма – то, что наиболее часто реализуется или соответствует некоторому образцу.

Порядок – последовательность или соотношения, созданные по закону.

Соподчинение – отношение, при котором одно в чем-то меньше другого.

Иерархия – последовательность соподчинения разных множеств.

Ранг – место какого-то множества вещей в какой-либо иерархии.

Шкала – множество величин чего-либо, которые расположены в порядке от меньших к большим или наоборот.

Модель – нечто, подобное предмету и способное выразить его свойства.

Моделирование – замена реального предмета моделью с целью познания этого предмета.

Система – вещь или конструкция, которые развиваются соответственно связям и соотношениям своих элементов.

Природная система – нечто целое, что стремится к максимуму энтропии.

Признак – отличительное свойство чего-то, позволяющее точно выявлять и обособлять это нечто.

Индивид – одна вещь из множества всяких вещей, в том числе и из одинаковых.

Классификация – форма представления множеств элементов предмета, обособляющихся друг от друга по точным признакам, показывающая установленные связи, иерархию и последовательности этих элементов.

Вид – множество вещей, имеющих одинаковую форму и структуру.

Класс – множество видов одного ранга, сходных в каких-то свойствах и образующих некую последовательность свойств.

Группа – множество видов разных рангов, подобных друг другу в каких-то свойствах.

Царство – множество классов и групп, противоположные другим множествам классов и групп.

Парагенезис – смежное, закономерно обусловленное местоположение частей чего-то целого.

Совокупность – некоторое количество частей, образующее какое-то целое или его определенную часть.

Основная литература

- Адаменко О. М.** Мезозой и кайнозой Степного Алтая. – Новосибирск: Наука, 1974. – 167 с.
- Агафонов Б. П.** Экзолитодинамика Байкальской рифтовой зоны. – Новосибирск: Наука, 1990. – 176 с.
- Ананьев Г. С.** Динамическая геоморфология. Формирование вершинных поверхностей. – М.: Изд-во МГУ, 1976. – 173 с.
- Арманд Д. Л.** Наука о ландшафте. – М.: Мысль, 1975. – 287 с.
- Асеев А. А., Маккавеев А. Н.** Проблема равновесия в геоморфологии // Экзогенные процессы и окружающая среда: Докл. Всес. совещ. «Экзоген. процессы и окруж. среда» 19 Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР, Казань, сентябрь 1988. – М.: 1990. – С. 68-74.
- Артемьев М. Е.** Кайнозойские тектонические движения и нарушения изостазии // Геотектоника. – 1979, № 3. – С. 52-61.
- Арчиков Е. И.** Почему возникла дискуссия о содержании геоморфологии? // Геоморфология, 1981, № 4. – С. 44-48.
- Башенина Н. В.** и др. Геоморфологическое картирование. – М.: Высшая школа, 1977. – 375 с.
- Белоусов А. Ф.** Общие принципы классификации горных пород // Методология литологических исследований. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 219-235.
- Белоусов В. В., Герасимовский В. И., Горячев А. В., Добровольский В. В.** Восточно-Африканская рифтовая система. Том 2: Гипергенные образования, геоморфология, неотектоника. – М.: Наука, 1974. – 260 с.
- Бернал Д.** Наука в истории общества. – М.: ИЛ, 1956. – 428 с.
- Благоволин Н. С., Пшенин Г. Н.** Гравитационный фактор в развитии рельефа горных хребтов // Геоморфология, 1985, № 4. – С. 3-15.
- Бондарев В. П.** Понятие «модель» и «моделирование» в геоморфологии // Геоморфология, 1993, № 4. – С. 20-25.
- Борисевич Д. В.** Поверхности выравнивания Австралии // Геоморфология, 1980, № 3. – С. 3-12.
- Борисевич Д. В.** Поверхности выравнивания Северо-Западной («Низкой») Африки и Атласа // Геоморфология, 1982, № 1. – С. 3-10.
- Борисевич Д. В.** Поверхности выравнивания Южной Америки // Геоморфология, 1983, № 3. – С. 11-21.
- Борисевич Д. В.** Поверхности выравнивания Урала и Аппалачей // Геоморфология, 1984, № 4. – С. 3-13.
- Борисевич Д. В.** Корреляция возраста, поверхностей выравнивания материков северного и южного полушарий // Геоморфология, 1989, № 1. – С. 17-29.
- Борисевич Д. В.** Еще раз о корреляции возраста поверхностей выравнивания // Геоморфология, 1989, № 4. – С. 47-51.
- Борисевич Д. В.** Взаимозависимость развития рельефа материков и дна океанов // Геоморфология, 1993, № 1. – С. 3-15.
- Борсук О. А., Спасская И. И., Тимофеев Д. А.** Вопросы динамической геоморфологии // Геоморфология, том 5. Итоги науки и техники. – М.: ВИНТИ АН СССР, 1977. – 174 с.
- Боуэн Д.** Четвертичная геология. Пер. с англ. – М.: Мир, 1981. – 272 с.
- Бронгулеев В. Вад.** – О «материальном, но невещественном» рельефе // Геоморфология, 1992, № 3. – С. 22-24.
- Будилин Ю. С.** О сохранности россыпей высоких террас и глубине денудации склонов долины р. Енашино (Енисейский кряж) за четвертичный период // Труды ЦНИГРИ, вып. 79. – М.: 1968. – С. 332-336.
- Боул С., Хоул Ф., Мак-Крекен Р.** Генезис и классификация почв. Пер. с англ. под ред. И. П. Герасимова. – М.: Прогресс, 1977. – 416 с.
- Бутвиловский В. В.** Катастрофические сбросы вод ледниково-подпрудных озер Юго-Восточного Алтая и их следы в рельефе // Геоморфология, 1985, № 1. – С. 65-74.
- Бутвиловский В. В.** Новая легенда для общих геоморфологических карт. Теоретическое обоснование, информативность, способы отображения // Проблемы моделирования в геоморфологии. Подходы и методы. Тезисы докладов к региональной школе-семинару. – Новосибирск, 1990. – С. 104-106.
- Бутвиловский В. В.** Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-

катастрофическая модель. – Томск: Изд-во ТГУ, 1993. – 253 с.

Бутвиловский В. В. Хронологические и генетические свойства георельефа и принципы геоморфологического картирования // *Время и возраст рельефа*. – Новосибирск, Наука, 1994. – С. 63-72.

Бутвиловский В. В. Рельеф земной поверхности: исходные понятия и аксиомы, основные способы и законы развития // *Природа и Экономика Кузбасса*. – Новокузнецк, 1994. – С. 3-6.

Бутвиловский В. В. Структура денудационного рельефа как индикатор геодинамического режима континентального этапа развития территорий // *Геодинамика Южной Сибири. Тезисы докладов рабочего совещания г. Томск, 22-24 декабря 1994 г.* – Томск, 1994. – С. 5-6.

Бутвиловский В. В. Основы устройства и развития литосферы Земли: Курс лекций по общему землеведению. 1 том. – Новокузнецк.: Изд-во Новокузн. пед. ин-та. 1995. – 108 с.

Бутвиловский В. В., Пономарева Е. А., Бутвиловская Т. В. Картирование четвертичных континентальных отложений – морфостратиграфический подход // *Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае-Саянской области. Сборник материалов к научно-практической конференции*. – Новокузнецк, 1995. – С. 128-130.

Бутвиловский В. В., Бутвиловская Т. В., Аввакумов А. Е. Структура, история развития рельефа, четвертичные отложения и россыпеобразование Горного Алтая. Отчет о работе Региональной партии «Составление геоморфологической карты Горного Алтая в масштабе 1: 500000 (Листы М – 45, 44; N – 45), выполненных в период 1989- 1996 годов». ГПП «Запсибгеолсъемка». Новокузнецк, 1996. В 7 томах, 1850 стр., 250 рис., 320 табл., 84 текст. прил., 15 карт, 20 разрезов-профилей.

Бутвиловский В., Каульфус В., Силенков В. И. Ландшафтная сфера: дефиниции исходных понятий, основные суждения об изучении и классификации ландшафтов // *Вопросы георафии Сибири*. Вып. 23. – Томск, 1999. – С. 198-209.

Бутвиловский В. В., Прехтель Н. Геофацеты как формальная основа анализа георельефа и геоморфологического картирования в среде ГИС // *Рельефообразующие процессы: Теория, практика, методы исследования. XXVIII пленум Геоморфологической комиссии РАН*. – Новосибирск, ИГ СО РАН, 20-24 сентября 2004. – С. 48-51.

Вальтер Г. Общая геоботаника. Пер. с нем.- М.: Мир, 1982. – 264 с.

Виноградов Ю. Б. Этюды о селевых потоках.- Л.: Гидрометиздат, 1980. – 201 с.

Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Методологические вопросы применения математических методов в геологии. – Новосибирск: Наука, 1974. – 86 с.

Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. – М.: Изд-во МГУ, 1962. – 352 с.

Воскресенский С. С. Склоны, их формирование и строение // *Вестник МГУ, сер. геогр.*, 1969, № 3. – С. 18-25.

Воскресенский С. С. Типичные профили склонов // *Вопросы географии*, т. 85, 1971. – С. 10-24.

Ганешин Г. С. Методические указания по геоморфологическому картированию и картированию четвертичных отложений при геологосъемочных работах масштаба 1: 50000. – М.: Недра, 1980. – 102 с.

Геологические тела. – М.: Недра, 1986. – 345 с.

Геологический словарь в 2-х томах. Изд-е 2-е, исправл. – М. Недра, 1978.

Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации геологического строения СССР // *Проблемы физической географии*. – М.: Изд-во АН СССР, 1946. – С. 33-46.

Герасимов И. П. Структурные черты земной поверхности на территории СССР и их происхождение. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 100 с.

Герасимов И. П. Современное состояние и перспективы развития общей теории советской геоморфологии // *Геоморфология*, 1983, № 4. – С. 3-16.

Гидравлика: Учебник для с-х техникумов / Н. Н. Кременецкий и др. 3-е изд., перераб. и доп. – М.: Энергия, 1980. – 384 с.

Гидрология суши / Н. А. Соломенцев, А. М. Львов и др. 2-е изд., перераб. и доп. – Л.: Гидрометиздат, 1976. – 432 с.

Грачев А. Ф., Данг Ван Бат. Методика определения интенсивности экзогенных процессов // *Климат, рельеф и деятельность человека*. – М.: Наука, 1981. – С. 40-46.

Грегори Д. К. География и географы: Физическая география. Пер. с англ. – М.: Прогресс, 1988. – 384 с.

Гумилев Л. Н. Этногенез и биосфера Земли. Изд-во «Мишель и К», 1993. – 328 с.

Гутак Я. М., Антонова В. А., Толоконникова З. А. Сергиевская свита разреза Яя-петропавловский

(верхний девон, Кузбасс) как пример лавинной седиментации // Девонские наземные и морские обстановки: от континента к шельфу (проект 499 МПГК/международная комиссия по стратиграфии девона): Материалы Междунар. конф. Новосибирск, 25 июля – 9 августа 2005 г. – Новосибирск, 2005. – С. 66-68.

Дайсон Дж. Л. В мире льда. Пер. с англ. – Л.: Гидрометиздат, 1966. – 232 с.

Дедков А. П., Мозжерин В. И. Механическая денудация гор Субарктики и умеренного пояса // Геоморфология, 1981, № 2. – С. 14-22.

Дедков А. П., Мозжерин В. И. Эрозия и сток наносов на Земле. – Казань: Изд-во КГУ, 1984. – 178 с.

Дедков А. П., Мозжерин В. И. Современная геоморфология: основные направления развития // Геоморфология, 1988, № 4. – С. 3-8.

Дедков А. П. Климат и морфогенез // Симметрия рельефа. – М.: Наука, 1992. – С. 187-198.

Дистанов У. Г., Сементовский Ю. В. Роль количественных методов в литологических исследованиях // Методология литологических исследований. – Новосибирск. Наука, 1985. – С. 107-122.

Дэвис В. М. Геоморфологические очерки: Пер. с англ. – М.: Изд-во Иностранной литературы, 1962. – 455 с.

Емельянова Е. П. Основные закономерности оползневых процессов. – М.: Недра, 1972. – 289 с.

Ермолов В. В. Генетические однородные поверхности в геоморфологическом картировании. – Институт Географии Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1964. – 41 с.

Ефремов Ю. К. Опыт морфографической классификации элементов и простых форм рельефа // Вопросы географии, вып. 11. – М.: Географгиз, 1949. – С. 14-27.

Жигарев Л. А. Причины и механизм развития солифлюкции. – М.: Наука, 1967. – 127 с.

Звонкова Т. В. Изучение рельефа в практических целях. – М.: Гос. Изд-во географической литературы, 1959. – 304 с.

Звонкова Т. В. Прикладная геоморфология. – М.: Недра, 1962. – 310 с.

Зимов С. А. Резонансный прилив в Мировом океане и проблемы геодинамики. – М.: Наука, 1989. – 205 с.

Зиновьев А. А. Коммунизм как реальность. 2-е издание. – М.: Изд-во Центрполиграф, 1994. – 480 с.

Зорин Л. В. Роль гидрофизических процессов в рельефообразовании и осадконакоплении. – М.: Наука. 1977. – 240 с.

Зубаков В. А. Глобальные климатические события неогена. – Л.: Гидрометиздат, 1989. – 223 с.

Ивановский Л. Н. Структура ведущих экзогенных процессов на региональном уровне // География и природные ресурсы, 1989, № 4. – С. 14-27.

Казанский Б. А. Об энергетическом подходе к анализу рельефа // Геоморфология, 1992, № 2. – С. 26-27.

Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. – М.: Гостоптехиздат, 1958. – 148 с.

Кашменская О. В. Рельеф и системный подход // Системный анализ рельефа Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 38-66.

Катастрофы и история Земли: Новый униформизм. Пер. с англ. / Под ред. У. Берггрена и Дж. Ван Кауверинга. – М.: Мир, 1986. – 471 с.

Кедров Б. М. Предмет и взаимосвязь естественных наук. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 345 с.

Кинг Л. Морфология Земли. – М.: Прогресс, 1967. – 559 с.

Клайн М. Математика. Утрата определенности. – М.: Мир, 1984. – 446 с.

Климишин И. А. Астрономия наших дней. – М.: Наука, 1976. – 456 с.

Кожанова Л. С., Тимофеев Д. А., Фирсенкова В. М. Опыт изучения элементарных морфологических единиц // Геоморфология, 1987, № 2. С. 74-82.

Косыгин Ю. А. Основы геотектоники. – М.: Недра, 1974. 216 с.

Круть И. В. Введение в общую теорию Земли. – М. Мысль, 1978. – 367 с.

Курс общей геологии. – Л.: Недра. 1976. – 535 с.

Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. История догм в науках о Земле: Пер. с англ. – М.: Мир, 1991. – 447 с.

Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. – М.:

Наука, 1976. – 234 с.

Лазаревич К. С. Гипсометрическая карта как частная геоморфологическая карта // Геоморфология, 1991, № 2. – С. 38-45.

Лазаревич К. С. Проблема масштаба в геоморфологии // Геоморфология, 1993, № 3. – С. 13-22.

Лазаревич К. С. Земная поверхность и ее дискретизация // Геоморфология, 1994, № 4. – С. 29-28.

Ласточкин А. Н. Морфодинамическая концепция общей геоморфологии. – Л. Изд-во, ЛГУ, 1991. – 220 с.

Ласточкин А. Н. О новом предназначении геоморфологии в системах наук о Земле // Геоморфология, 1995, № 2. – С. 32-44.

Леонтьев О. К., Рычагов Г. И. Общая геоморфология. – М.: Высшая школа, 1979. – 287 с.

Линдберг Г. У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 334 с.

Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. – М.: Наука, 1974. – 438 с.

Лобанов В. В. Еще раз об «элементарной морфологической единице», ее содержании и методике установления // Геоморфология, 1988, № 4. С. 29-34.

Логика. Учебное пособие/ Авторы: Гетманова А. Д. и др./ – М.: Дрофа, 1995. – 256 с.

Лоскутов Ю. И. Критические заметки по поводу статей Г. Ф. Уфимцева о генезисе рельефа // Геоморфология, № 3, 1994. – С. 29-31.

Лоскутов Ю. И. Генезис рельефа и аналитическое геоморфологическое картирование // Генезис рельефа. – Новосибирск: Наука, 1998. – С. 23-30.

Лупина Н. Х. Особенности метеорологического режима на большом высотном уровне в бассейне р. Актру // Гляциология Алтая. Вып. 8. Томск: Изд-во ТГУ, 1974. – С. 124-139.

Любичев А. А. Уроки самостоятельного мышления // Изобретатель и рационализатор, 1975, № 8. – 36 с.

Макарова Н. В., Макаров В. И., Соловьева Л. И. О переработке древнего рельефа горных стран четвертичным оледенением // Геоморфология, 1980, № 1. С. 48-54.

Маккавеев Н. И. Основные проблемы динамической геоморфологии // Геоморфология, 1986, № 3. – С. 3-6.

Малиновский Ю. М. Недра – летопись биосферы. – М.: Недра, 1990. – 159 с.

Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. – М.: ОГИЗ, 1948. – 343 с.

Мейен С. В. Введение в теорию стратиграфии. – М. Наука, 1989. – 216 с.

Методы теоретической геологии. / Ред. И. И. Абрамович. – Л.: Недра, 1978. – 335 с.

Миханков Ю. С. Геологическая съемка четвертичных отложений и геоморфологические исследования. Методические указания по геологической съемке масштаба 1: 50000. Вып. 6. – Л.: Недра, 1973. – 240 с.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. – М.: Изд-во АН СССР. 1956. – 393 с.

Нестеренко Г. В. Происхождение россыпных месторождений. – Новосибирск: Наука, 1977. – 310 с.

Николаев Н. И. Палеогеоморфология материковых платформ и быстрые тектонические движения // Проблемы палеогеоморфологии. – М.: Наука, 1970. – С. 23-38.

Обыскалов А. Д. Количественная оценка денудации высокогорья Алтая (на примере бассейна р. Актру) // Экзогенные процессы и окружающая среда (тезисы докладов XIX Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР). – Казань: Изд-во КГУ, 1988. – С. 104-106.

Обыскалов А. Д. Склоновая денудация высокогорья Алтая и ее значение для решения мелиоративных проблем (на примере бассейна р. Актру) // Геолого-геоморфологические аспекты водохозяйственных проблем Сибири. – Новосибирск: Наука, 1990. С. 81-86.

Общая геология. – М.: Недра, 1976. – 481 с.

Оллиер К. Выветривание. Пер. с англ. – М.: Недра, 1987. – 348 с.

Павлов А. Н. Квантовые принципы развития Земли – новая парадигма геологии // Принцип развития и историзма в геологии и палеобиологии. – Новосибирск: Наука, 1990.

Панов Д. Г. Общая геоморфология. – М.: «Высшая школа», 1966. – 278 с.

- Пенк В.** Морфологический анализ. Пер с нем. – М.: Географгиз, 1961. – 359 с.
- Поздняков А. В., Черванев И. Г.** Самоорганизация в развитии форм рельефа. – М.: Наука, 1990. – 204 с.
- Преображенский В. С.** Беседы о современной физической географии. – М.: Наука, 1972. – 124 с.
- Проблемы методологии геоморфологии.** – Новосибирск: Наука, 1989. – 129 с.
- Проблемы теоретической геоморфологии** /Симонов Ю. Г., Тимофеев Д. А., Уфимцев Г. Ф. и др. / – М.: Наука, 1988. – 256 с.
- Пузаченко Ю. Г.** Методологические основания экологического нормирования // Экологическое нормирование: проблемы и методы. Тезисы научно-координационного совещания, Пушкино, 13-17 апреля 1992 г. Москва, 1997. – С. 122-124.
- Пшенин Г. Н.** О древности рельефа горной Ферганы // Геоморфология, 1982, № 1. – С. 80-89.
- Пшенин Г. Н.** Плиоцен-четвертичная история горно-долинных врезов Средней Азии и проблема их возраста // Геоморфология, 1992, № 4. – С. 14-26.
- Райс Р. Дж.** Основы геоморфологии. Пер. с англ. – М.: Прогресс, 1980. – 574 с.
- Растворова В. А.** Формирование рельефа гор. – М.: Наука, 1973. – 243 с.
- Рейнек Г. Э., Сингх И. Б.** Обстановки терригенного осадконакопления / Пер. с англ.- М.: Недра, 1981. – 348 с.
- Резанов И. А.** Образование гор. – М.: Наука, 1977. – 175 с.
- Рождественский А. П.** Рельеф и геоморфологическое пространство // Проблемы теоретической геоморфологии. – М.: Наука, 1988. – С. 55-59.
- Рождественский А. П., Зинягина И. К.** Исторический принцип геоморфологического картирования и его значение для изучения рельефа // Геоморфологическое картирование. М.: Наука, 1978. – С. 36-40.
- Романовский С. И.** Моделирование терригенного осадконакопления // Методология литологических исследований. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 135-147.
- Рухин Л. Б.** Основы общей палеогеографии. – Л.: Гостехиздат, 1959. – 557 с.
- Салин Ю. С.** Стратиграфическая корреляция. – М.: Недра, 1983. – 157 с.
- Салин Ю. С.** К истокам геологии. – Хабаровск, 1989. – 257 с.
- Салищев К. А.** Картоведение, 2-е издание. – М.: Изд-во МГУ, 1982. – 408 с.
- Сватков Н. М.** Географическая оболочка как природное тело.- М.: 1991. -256 с.
- Селиверстов Ю. П.** Основные принципы построения легенд и составления мелкомасштабных геоморфологических карт // Известия Всес. Географ. об-ва, 1963, том 95, № 5. – С. 415-419.
- Сергеев Е. М.** Инженерная геология. – М. Изд-во МГУ, 1978. – 384 с.
- Симаков К. В.** Геологическое время и глобальные события // Принцип развития и историзма в геологии и палеобиологии – Новосибирск. Наука, 1990. – С. 268-281.
- Скотаренко В. В.** Новейшая тектоника Учуро-Майского района и некоторые вопросы анализа формы склонов: Автореферат дис. канд. географ. наук. М.: 1976. – 24 с.
- Сойер У. У.** Прелюдия к математике. Изд-е второе. – М.: Просвещение, 1972. – 190 с.
- Соколов Б. Н.** Образование россыпей алмазов. Основные проблемы. – М.: Наука, 1982. – 96 с.
- Спиридонов А. И.** Актуальные вопросы изучения склонов // Вопросы географии, т. 85, 1971. – С. 3-9.
- Спиридонов А. И.** Геоморфологическое картографирование. – М.: Недра, 1975. – 184 с.
- Спиридонов А. И.** О содержании геоморфологии // Геоморфология, 1979, № 4. – С. 34-42.
- Справочник по литологии** / Под редакцией Н. Б. Вассоевича, В. Л. Либровича, Н. В. Логвиненко, В. И. Марченко. – М.: Недра, 1983. – 509 с.
- Степанов Д. Л., Месежников М. С.** Общая стратиграфия. – Л.: Недра, 1979. – 423 с.
- Таранов П. С.** Философия изнутри. Том 1. – М.: Изд-во «Остожье», 1996. – 464 с.
- Терминология общей геоморфологии** / авт. Д. А. Тимофеев, Г. Ф. Уфимцев, Ф. С. Онухов / – М.: Наука, 1977. – 200 с.
- Тимофеев Д. А.** Поверхности выравнивания суши. – М.: Наука, 1979. – 270 с.
- Тимофеев Д. А.** Старые и новые пути развития геоморфологии // Геоморфология, 1981, № 4. – С. 31-43.
- Тимофеев Д. А.** Элементарные морфологические единицы как объект геоморфологического анализа

// Геоморфология, 1984, № 1. С. 19-29.

Тимофеев Д. А. Геоморфологическое время и пространственно-временные соотношения в рельефе земной поверхности.- Изв. РАН. Сер.геогр., 1992, № 4. – С. 12-18.

Тимофеев Д. А., Трофимов А. М. О сущности и месте системного подхода в геоморфологии // Геоморфология, 1983, № 4. – С. 37-41.

Токарский О. Г., Философов В. П. К вопросу об определении понятия «рельеф» // Геоморфология, 1985. № 2. – С. 25-51.

Толстых Е. А., Клюкин А. А. Выветривание // В кн.: Современные геологические процессы на Черноморском побережье СССР. – М.: Недра, 1976. – С. 33-49.

Торнес Дж. Б., Брунсден Д. Геоморфология и время / пер. с англ. – М.: Недра, 1981. – 227 с.

Трескинский С. А. Горный склон как эталон откоса // Вопросы географии, т. 85, 1971. – С. 87-93.

Троицкий С. Л. О предмете и основных методах геоморфологии // Методы геоморфологических исследований. – Новосибирск: Наука, 1967. – С. 3-26.

Усов М. А. Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. – Томск, 1934. – 120 с.

Уфимцев Г. Ф. О понятии «коррелятные отложения» // Геоморфология, 1985, № 2. – С. 27-33.

Уфимцев Г. Ф. Очерки теоретической геоморфологии. – Новосибирск: Наука, 1994. – 123 с.

Федоров Б. Г. Земная поверхность и проблемы планетарной геодинамики. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1989. – 216 с.

Филатов В. Ф., Лоскутов Ю. И., Кузнецова Г. Ф. История формирования рельефа западной окраины Сибирской платформы и Енисейского кряжа. – Новосибирск: Зап.-Сиб. книжн. изд-во, 1976. – 87 с.

Филатов В. Ф., Лоскутов Ю. И. Генетическая классификация естественных граней рельефа // Геоморфология, 1980, № 1. – С. 41-47.

Философов В. П., Романов А. А. Принципы и основное содержание легенды геоморфологических карт равнинных областей для съемочных масштабов // В кн.: Методы геоморфологических исследований. Новосибирск: Наука, 1967. – С. 209-218.

Флоренсов Н. А. О геоморфологических формациях // Геоморфология, 1971, № 2. – С. 3-11.

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

Флоренсов Н. А., Коржуев С. С. Еще раз о понятии «рельеф». // Геоморфология, 1986, № 2. – С. 24-29.

Харвей Д. Научное объяснение в географии: Сокращ. перевод с англ. – М.: Прогресс, 1974. – 502 с.

Хэллем Э. Великие геологические споры // Пер. с англ. – М.: Мир. 1985. – 328 с.

Хворостова З. М. Геоморфологическое картирование как средство изучения рельефа // Современный рельеф. Понятие, цели и методы изучения. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 156-161.

Черванев И. Г. Самоорганизация рельефа: Структура, функция, организация, управление в геоморфологических системах флювиального типа // Геоморфология, 1989, № 4. – С. 16-26.

Чистяков А. А. Горный аллювий. – М., Недра, 1978. – 278 с.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. – М.: Изд-во АН СССР, 1966. – 239 с.

Шанцер Е. В. Некоторые общие вопросы учения о генетических типах отложений // Процессы континентального литогенеза. – М.: Наука, 1980. – 212 с.

Шарапов И. П. Метагеология. Некоторые проблемы. – М.: Наука, 1989. – 208 с.

Шайдеггер А. Теоретическая геоморфология. – М.: Мир, 1964. – 347 с.

Шайдеггер А. Е. Физические аспекты природных катастроф. Пер. с англ. – М: Недра, 1981. – 232 с.

Шумилов Ю. В. Физико-химические и литогенетические факторы россыпеобразования. – М.: Наука, 1981. – 270 с.

Шварцбах М. Климаты прошлого. Введение в палеоклиматологию. – М.: Изд-во Иностран. Литература, 1955. – 340 с.

Швецов П. Ф. К термодинамическим основам теории физического выветривания скальных пород // Вопросы инженерно-геологического изучения процессов и кор выветривания. – М.: Изд-во МГУ, 1971. – С. 26-36.

Щукин И. С. Опыт генетической классификации форм рельефа // Вопросы географии. вып.1. М.: Географгиз, 1946.

Щукин И. С. Общая геоморфология. Том 1. – М.: Изд-во МГУ, 1960. – 615 с.

- Щукин И. С.** Общая геоморфология. Том 2. – М.: Изд-во МГУ, 1964. – 567 с.
- Эдельштейн Я. С.** Основы геоморфологии. – М. Л.: Госгеолиздат, 1947. – 399 с.
- Эпштейн С. В.** Геоморфология, палеогеография, палеогеоморфология // Проблемы палеогеоморфологии. – М.: Наука, 1970. – С. 57-66.
- Ahnert, F.** (1976): Brief description of a comprehensive three-dimensional process-response model of landform development.- Zeitschrift Geomorphologie. Suppl. 1976. Bd. 25.
- Ahnert, F.** (1996): Einführung in die Geomorphologie. – Verlag Eugen Ulmer. 440 S. 224 Abb., 23 Tabellen. Stuttgart.
- Barsch, D. & Liedke, H.** (1980): Geomorphologische Detailkartierung in der Bundesrepublik Deutschland – Erste Ergebnisse des GMK-Schwerpunktprogrammes der Deutschen Forschungsgemeinschaft, dargestellt auf der Fachsitzung 21 des 42. Deutschen Geographentages in Göttingen. – Berliner Geogr. Abh., Heft 31. S. 1-33, Berlin.
- Birkenhauer Josef.** Einige Beobachtungen zu Rumpflächen in Australien.- Mitt. Geogr. Ges. München. – 1991. – 76. – С. 167-198.
- Bloom, A. L.** (1989): Die Oberfläche der Erde. – 2. Aufl. – Stuttgart, Enke-Verl. – 202 S.
- Bodenkunde,** (1994): /H. Kuntze, G. Roeschmann, G. Schwerdtfeger. 5., neubearb. und erw. Aufl. – Stuttgart: Ulmer, 1994. – 424 S.
- Bremer H.** (1985). Allgemeine Geomorphologie. Methodik – Grundvorstellungen – Ausblick auf den Landschaft. – Berlin. Stuttgart, 65 Abb., 8 Tab. 450 S.
- Büdel J.** (1963): Klima-genetische Geomorphologie. Geographische Rundschau 15. – S. 269-286.
- Büdel J.** (1981) : Klima Geomorphologie. 2 veränderte Auflage, Gebrüder Borntraeger. 82 Abb., 3 Tab., 304 S. Berlin. Stuttgart.
- Bunge, M.** (1962): Intuition and science. – N. Y.: Prentice Hall, 1962. – 142 p.
- Butwilowski, W.:** Geomorphologische Kartierung: neuer Ansatz – neue Ergebnisse. Diskussionsbeiträge zur Kartosemiotik und zur Theorie der Kartographie. Dresden, 1998. S. 7-22, 4 Abb.
- Butwilowski, W.** (2000): Über kartographischen Ansatz in Geowissenschaften: Überlegung des Karten-nutzers // Diskussionsbeiträge zur Kartosemiotik und zur Theorie der Kartographie. – Dresden. Heft 3. – S. 6-15.
- Butwilowski, W.** (2001): Abschlußbericht zu dem DFG-Forschungsprojekt «Theorie der Geomorphologie und geomorphologischer Kartierung: Neue Ansätze, Lösungen, optimierte Methoden – Ergebnisse und Anwendungsmöglichkeiten am Beispiel des Altaigebirges». – Technische Universität Dresden, Institut für Geographie. 650 S., 120 Abb., 20 Tab., 18 Karten.
- Butwilowski, W.** (2002): Über theoretischen Grundlagen der geomorphologischen Kartierung. Trierer Geographische Studien. Heft 25. S. 177-190. Trier.
- Butwilowski, W.** (2007): Einführung in die theoretische Geomorphologie – eine Alternativdarstellung. Kartographische Bausteine. Band 32. – Dresden, Technische Universität Dresden. – 169 S.
- Corbel, J.** 1964: L'érosion terrestre, étude quantitative. – Ann. géogr., 1964, N 398.
- Davis, W. H.** (1898): Physical Geography.- Boston.
- Dtv-Lexikon in 20 Bänden** (1997). F. A. Brockhaus GmbH, Mannheim und Deutscher Taschenbuch Verlag, München.
- Fiedler, H., Hoffman, Fr., & Schmiedel, H.** (1964): Die Untersuchung der Böden. Band 1. – Dresden und Leipzig. Verlag Theodor Steinkopf, 1964. – 253 S.
- Gellert, J. F.** Verebnungsflächen und Gebirgsstockwerke als Leithorizonte der regionalen Morphochronologie und Morphotektonik – an Beispielen aus Afrika, dem Kaukasus und Europa // Zeitschrift f. Geomorphologie. Neue Folge. – 1990. Band 34, № 3. – С. 335-353.
- Göbel, P.** 1978: Vorschläge zur inhaltlichen und graphischen Gestaltung geomorphologischer Karte erläutert am Beispiel der geomorphologischen Karte 1: 25 000 Friedewald. – Rhein-Main. Forsch., 87. S. 1-149, Frankfurt/Main.
- Kegel, K., Spackeler, G., Rammler, E.** (1950): Berg- und Aufbereitungstechnik. Band III: Geologische und technologische Grundlagen des Bergbaues. 2 Auflage. Verlag von Wilhelm Knapp. Halle (Saale). 339 S., mit 240 Abb. und 48 Tab.
- King, L. C.** (1962): The Morphology of the Earth. A Study and Synthetis of World Scenery. – Edinburg. 699 S.
- Kugler, H.** (1964): Die geomorphologische Reliefanalyse als Grundlage großmaßstäbiger geomorphologischer Kartierung. – in: Wiss. Veröff. Deut. Inst. f. Länderkunde, N. F. 21/22; Leipzig – S. 541-655.

- Kugler, H.** et. al. (1980): Allgemeine Geologie, Geomorphologie und Bodengeographie. Studienbücherei Geographie für Lehrer. – VEB Hermann Haack. Band 4. – 216 S., 78 Abb., 41 Tabellen. Gotha-Leipzig.
- Leser, H. & Stäblein, G.** (1980): Legende der Geomorphologischen Karte 1: 25 000 – 3. Fassung im GMK-Schwerpunktprogramm. Berliner Geogr. Abh., Heft 31. – S. 1-33. Berlin.
- Leser, H.** (1995). Geomorphologie. – Westermann, 7 Auflage. 218 S., 59 Abb., 3 Tabellen. Braunschweig.
- Lenk, H.** (1990): Kritik der kleinen Vernunft. – Suhrkamp Verlag, Frankfurt am Main. – 167 S.
- Lexikon der Geographie** (2002), Heidelberg: Spektrum, Akad. Verl., Band 2, 390 S.
- Lexikon der Geowissenschaften** (2001): / Red.: Landscape GmbH- Heidelberg: Spektrum, Akad. Verl., Band 4. 490 S.
- Louis, H. & K Fischer, K.** (1979): Allgemeine Geomorphologie. 4 Auflage. Band 1. Walter de Gruyter. Berlin, New York, 815 S., 146 Abb.
- Machatschek, F.** (1951): Terminologia geomorfologica. Tucuman.
- Mannsfeld, K., Kaulfuß, W., Grunewald, K.,** (1996): Glossar der Geomorphologie. Handreichung für den Geographiestudenten (1). – Dresden, 1996. – 110 S.
- Mäusbacher, R.** (1985): Die Verwendbarkeit der geomorphologischen Karte 1: 25 000 (GMK) der Bundesrepublik Deutschland für Nachbarwissenschaften und Planung. Berliner Geographische Abhagen, 40. – 97 S.
- Molnia B. F.** Processes on a glacier-dominated coast, Alaska // L. Geomorphol. – 1985, b. 57. – P. 141-156.
- Moore W. G.** (1961): A dictionary of geography. Penguin Books, 1961.
- Penck, W.** (1924): Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie. – Engelhorn. 283 s., 67 Abb. Stuttgart.
- Rosu A.** (1962): Probleme teoretice cu privire la obiectul geomorfologiei. – Natura. Ser. Geogr.-geol., 1962, N 3.
- Savignar, R. A. G.** (1960): Slopes and hills in West Africa. – Zeitschrift f. Geomorphologie, Suppl. 1
- Semmel A.** (1996): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland: Grundlage, Forschungsstand, aktuelle Fragen, erörtert an ausgewählten Landschaften. 5 Auflage. – Steiner. 200 S. Stuttgart.
- Siegburg W.** Großmaßstäbige Hangheigungs- und Hangformanalyse mittels statistischer Verfahren. Bonner Geographische Abhandlungen, Bonn, 1987, 75 Abb, 4 Tabl. – 243 S.
- Trikart, J.** et. al. (1972): Cartographie Geomorphologique, Travaux de la RCP 77. – Memories et Documents, NS 12: 1-267, Paris.
- Werner, R.** 1977: Geomorphologische Kartierung 1: 25 000, erläutert am Beispiel des Blattes 5816 Königstein im Taunus. – Rhein-Main. Forsch., 86. S. 1-164, Frankfurt/Main.
- Wörterbuch Allgemeine Geographie** (1997) (von H. Leser, H.-D. Haas, T. Mosimann, u. a): Westermann Deutscher Taschenbuch Verlag. – 1037 S.
- Young A.** (1970): Concepts of equilibrium, grade and uniformity as applied to slopes. – Geogr. J., 1970, vol. 136, p. 4
- Zäch, W.** (1990): Eine Analogie geometrischer und geographischer Grundbegriffe. – Ins Karlsruher Manuskripte zur Mathematischen und Theoretischen Wirtschafts – und Sozialgeographie. Heft 95. Juli 1990. – 21 S.

Содержание

Предисловие	3
1. Общие представления о сущности научных знаний и методологии познания	4
1.1. Научный язык, понятия	5
1.2. Объект-предмет исследования	7
1.3. Аксиомы, факты.....	8
1.4. Логика познания	9
1.5. Методы познания.....	10
1.6. Теории и гипотезы, научные законы и закономерности	13
1.7. Классифицирование, связь наук	15
1.8. Некоторые замечания об этике в науке.....	17
2. Геолого-географические и физико-математические науки в сравнении	18
3. О состоянии дел и главных проблемах геоморфологии	22
3.1. Постановка целей и задач теоретической геоморфологии.....	24
4. Введение в геоморфологию	25
4.1. Исходные понятия геоморфологии: поверхность, земная поверхность	25
4.2. Рельеф, георельеф	27
4.3. Геоморфология как научная дисциплина	30
5. Исходные геологические представления о литосфере и законах ее развития	33
5.1. Основные составные части литосферы (структурная геология).....	34
5.2. Движущие силы и процессы развития литосферы (динамическая геология).....	38
5.3. Пространство-время и возраст в геологии (стратиграфия, историческая геология)	43
6. Геоморфография: Основные составные части георельефа	50
6.1. Геофацетта (склон) как исходный элемент георельефа	50
6.2. Геофацетта как «энергетическая» однородность	55
6.3. Формы георельефа (неровности).....	58
6.4. Ранжирование георельефа соответственно масштабам исследования.....	61
7. Геоморфогенез (кинематика и динамика образования и развития георельефа)	63
7.1. Способы образования и развития георельефа: основные генетические категории георельефа	63
7.2. Дизъюнктивный георельеф (ДР): Законы образования и развития	65
7.2.1. Определение и аксиомы ДР	65
7.2.2. «Деятельный слой» (слой выветривания) на склонах ДР.....	66
7.2.3. Законы развития ДР и их доказательства	69
7.2.4. Денудация в реальных условиях и эмпирические доказательства ее законов.....	73
7.2.5. Воздействие окружающей среды и законы развития ДР	79
7.2.6. Законы и механизм образования дизъюнктивных склонов.....	82
7.2.7. Эмпирические подтверждения модели образования склонов ДР и ее теоретические следствия	88
7.2.8. Краткий обзор ранее предложенных моделей образования и развития склонов	92
7.3. Седиментационный георельеф (СР)	95
7.3.1. Определение, аксиомы и законы образования и развития СР.....	95
7.3.2. Аккумуляция в реальных условиях и эмпирические доказательства ее законов	103
7.4. Геологические процессы и явления	106
7.4.1. Дизъюнктивные геологические явления (процессы)	106
7.4.2. Денудационные геологические процессы и их выражение в георельефе.....	107
7.4.3. Гравитационные денудационные процессы и выветривание горных пород	112
7.4.4. Аккумулятивные геологические процессы и их выражение в георельефе	118

8. Историческая геоморфология (морфостратиграфия).....	123
8.1. Пространство-время и возраст в геоморфологии	123
8.2. Хронологические отношения между дизъюнктивными склонами	126
8.3. Хронологические отношения между седиментационными склонами	127
8.4. Морфостратиграфические подразделения ДР и принципы морфостратиграфии	129
8.5. Денудационный базис в морфостратиграфической модели.....	131
8.6. Создание морфостратиграфической модели георельефа	133
8.7. Деформации морфоструктуры георельефа	143
8.8. Эмпирические подтверждения применимости морфостратиграфической модели	146
8.9. О генетических свойствах, динамике и развитии георельефа	147
9. Основные классификации георельефа и его элементов	151
9.1. Ранжирование георельефа.....	151
9.2. Общая морфографическая классификация георельефа	153
9.3. Общая генетическая классификация мезо- и микрорельефа	156
9.4. Классификации геологических процессов.....	163
9.5. Классификация морфостратиграфических подразделений георельефа. Хронологическая геоморфологическая шкала	165
Заключение: О путях развития геоморфологии.....	170
Приложение: Словарь основных общенаучных понятий	172
Основная литература	176