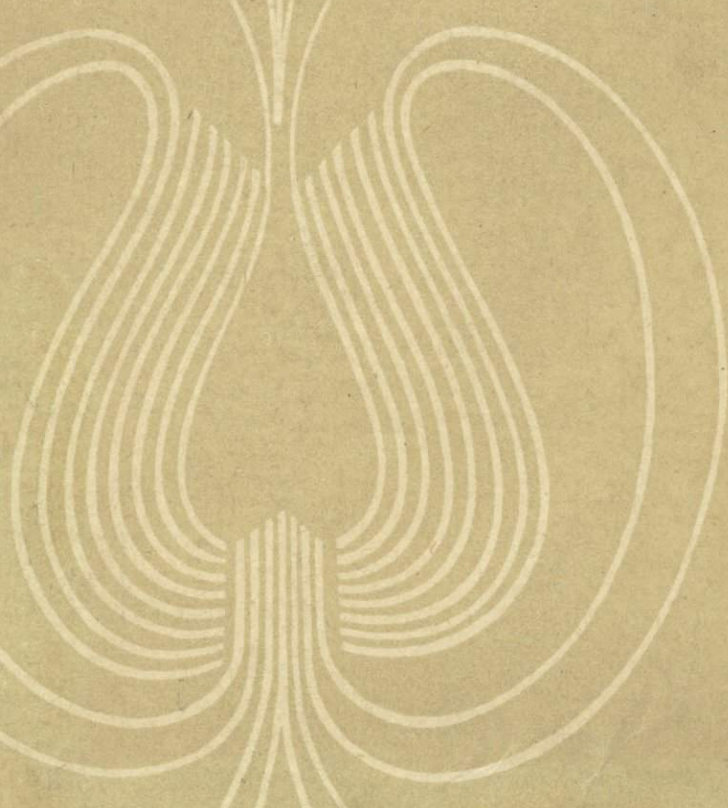


**ПРОБЛЕМЫ
СИСТЕМО-
ФОРМАЦИОННОГО
ПОДХОДА
К ПОЗНАНИЮ
РЕЛЬЕФА**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ПРОБЛЕМЫ
СИСТЕМО-
ФОРМАЦИОННОГО
ПОДХОДА
К ПОЗНАНИЮ РЕЛЬЕФА
(основные направления в развитии
геоморфологической теории)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1982



3751

Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории).— Новосибирск: Наука, 1982.

В сборнике освещаются результаты тематических исследований в области главнейших положений системно-формационного анализа горного и равнинного рельефа. Одновременно публикуются оригинальные сообщения, авторы которых ведут широкий научный поиск в направлении создания современной геоморфологической теории на базе изучения ведущих регионов нашей страны.

Книга рассчитана на специалистов, работающих в области геологии, геоморфологии и географии.

Редакционная коллегия:

канд. геол.-мин. наук *О. В. Гашименская*, д-р геол.-мин. наук *В. А. Николаев*, канд. геол.-мин. наук *Б. В. Мизеров*, *Д. В. Пучкова*, канд. геол.-мин. наук *Э. М. Хворостова*

Ответственные редакторы:

чл.-кор. АН СССР *Н. А. Флоренсов*, д-р геол.-мин. наук *В. А. Николаев*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В истории естествознания мы знаем немало примеров критического рассмотрения существующих теоретических воззрений с целью определения наиболее перспективных направлений в дальнейшем познании развития нашей планеты. Практика последних десятилетий наглядно показала, что подведение итогов проделанной работы целесообразно проводить на уровне Всесоюзных совещаний с широким привлечением научных и производственных организаций. К сожалению, укоренившиеся приемы в решении поставленной задачи методом поэтапного рассмотрения сложившихся теоретических представлений имеют недостатки. В частности, нет возможности всесторонне обсудить большое количество дискуссионных вопросов, которые будут поставлены в докладах на предстоящем совещании. В связи с этим к предстоящему пленуму Геоморфологической комиссии АН СССР предусмотрена заблаговременная публикация представленных теоретических докладов. На самом пленуме после трех обобщающих докладов будет открыта широкая дискуссия для определения дальнейших направлений в развитии геоморфологических исследований.

На предстоящем пленуме Геоморфологической комиссии АН СССР будут рассмотрены три главнейших направления в развитии советской геоморфологии: 1) морфоструктурное; 2) климатическое; 3) системно-формационное. Ведущие доклады первых двух направлений публикуются в сборнике «Проблемы структурно-климатического подхода к познанию рельефа» (Новосибирск: Наука, 1982). В настоящей книге основное внимание уделено основополагающим вопросам системно-формационного анализа. Вполне понятно, что представленные доклады по своему содержанию не всегда строго ограничены рамками указанных направлений. Поэтому в данный сборник включены также и оригинальные сообщения, отражающие их различные модификации и представляющие определенный интерес для обсуждения поставленной проблемы на пленуме Геоморфологической комиссии АН СССР.

В. А. Николаев

О ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

В последние годы внимание геоморфологов все более привлекают проблемы системного анализа рельефа. Это объясняется не только общим повышением роли системного анализа в научных исследованиях, но и внедрением математических методов в геоморфологию, требующим как размерно-генетической (иерархической) классификации форм рельефа, так и выявления совокупности причинно-следственных связей всех факторов рельефообразования. Не менее важен системный подход к изучению рельефа и для совершенствования методики дешифрирования дистанционных изображений земной поверхности [Асеев и др., 1979].

Широкое развитие аналитических исследований в геоморфологии, как и в других науках о Земле, на определенной стадии привело к утрате понимания взаимной связи объектов и процессов, представлений о целостности того или иного явления. Прогрессивное значение системных исследований заключается в том, что они органически сочетают анализ и синтез, вскрывая внутреннюю организацию системы, ее связи с другими системами и внешними условиями. Следует подчеркнуть, однако, что отмеченный интерес к применению системного анализа в геоморфологии отнюдь нельзя рассматривать как какую-то ломку традиционных методов и подходов, как переход от «бессистемной» теории к новым теоретическим представлениям на «системной основе». Учение о типах природной среды, которые должны быть положены в основу генетической классификации форм рельефа (И. С. Шукин), учение о морфоструктурах и морфоскульптурах (И. П. Герасимов), «системы эрозии» французских авторов (А. Кайе, Ж. Трикар, А. Шоллей) — это по сути дела различные проявления, предвестники того подхода, который в настоящее время получил название системного. Однако внедрение системного подхода в теорию геоморфологии, безусловно, требует внимательного пересмотра ее теоретических концепций с позиций общей теории систем и, в частности, представлений о геосистемах.

Обзор существующих представлений о содержании и рамках понятия «геосистема» сделан Т. Д. Александровой и В. С. Преображенским (1978). Трактую это понятие весьма широко, указанные авторы справедливо считают, что в ближайшее время неизбежно будут сосуществовать несколько определений геосистемы. Сущность системного подхода с позиций общей теории систем Л. Берталанфи заключается в целостности исследуемых объектов и единстве их внутренней динамики. Системный анализ — инструмент искусственного членения реального мира. Самые общие черты систем, имеющие наибольшее значение для геоморфологии, следующие: а) система — целостный комплекс взаимосвязанных элементов, т. е. больше, чем просто сумма элементов, поскольку обладает определенной структурой и б) любая система — элемент суперсистемы и суперсистема по отношению к подсистеме. Инструментом исследования системы явля-

ется структурный анализ. Однако, как справедливо отмечают Ю. А. Косыгин, В. А. Соловьев (1974), И. Г. Черванев (1979), понятие «структура» в геологии и геоморфологии многоаспектно. Его можно определять как с историко-генетических, так и с функциональных, как со статических, так и с динамических позиций. Примеры выделения геоморфологических систем можно найти в работах Ю. Г. Симонова (1972), Н. И. Николаева (1978) и других авторов, более общих геолого-тектонических систем — в работах О. А. Вотаха и В. А. Соловьева (1970), О. А. Вотаха (1972), Ю. А. Косыгина (1970), Ю. А. Косыгина и В. А. Кулыдышева (1974) и др.; географических систем — в работах А. А. Минца и В. С. Преображенского (1973), Т. Д. Александровой и В. С. Преображенского (1978), В. Б. Сочавы (1979).

Как отмечает Н. И. Николаев (1978), системный подход к изучению геоморфологических закономерностей позволяет обнаружить большое количество действующих факторов, их сложные сочетания и взаимодействие, наличие обратных связей и т. д.

По мнению Д. Харвея (1974), системный подход дает основу для описания структуры и всего многообразия объектов и явлений. Он особенно важен для географии, характеризующейся изучением сложных ситуаций, определяемых многими переменными. Применение в географии системного подхода облегчается ее комплексностью, междисциплинарным характером.

Все сказанное выше во многом справедливо и для геоморфологии.

В настоящее время в применении системного подхода в геоморфологии наметилось два направления: 1) системный анализ рельефа, опирающийся на дискретные модели и 2) системный анализ, использующий непрерывные (континуумные) модели. Во втором случае рельеф рассматривается как «поле», подвергаемое абстрактно-математическому анализу. И. Г. Черванев (1979), развивающий второе направление системного анализа, отмечает, что принятое в геоморфологии описание рельефа в виде набора форм дает возможность упорядочить реальность, упростить классификацию, типизацию, районирование, описание и картографирование.

Определенным недостатком дискретной модели является произвольность вычленения форм и игнорирование непрерывности рельефа, поэтому невозможно описать и формализовать пластику земной поверхности, определить ее морфологическую структуру, а это важно для математизации рельефа при морфометрических исследованиях.

Оба направления системного подхода нуждаются в иерархическом (таксономическом) подразделении рельефа — в первом случае на формы разных порядков, а во втором — на порядки опорных сетей рельефа (талвегов, водоразделов) или уровней вертикальной структуры (базисных и вершинных поверхностей).

Весьма важно, что вопросы соподчиненности геоморфологических объектов при системном анализе не являются только требованием формализации рельефа, но отражают более глубокие генетические или динамические закономерности геоморфологической системы.

В непрерывных (динамических) морфологических (пластика рельефа) моделях процесс функционирования системы неоднозначно связан с ее иерархической структурой, как это установлено Н. И. Маккавеевым (1971) на примере развития эрозионной сети [Симонов, 1976; Борсук, Спасская, Тимофеев, 1977].

Распространяя эту закономерность на рельеф в целом, И. Г. Черванев (1979) показал, что формы рельефа **разных порядков** неоднозначно и одновременно реагируют на одни и те же определенные воздействия, оказываемые на них внешней средой, т. е. процесс развития рельефа при одних и тех же внешних условиях различен на разных иерархических уровнях.

Вместе с тем все изменения воздействия как эндогенного, так и экзогенных факторов на геоморфологическую систему находят отражение в ее структуре. Определить изменения этих воздействий в прошлом зачастую удается только путем анализа структуры геоморфологической системы. Примером такого анализа может служить выявление неоднозначного хода процессов в разных звеньях гидрографической сети Русской равнины при смене межледниковых условий перигляциальными [Асеев, 1963].

Не менее важно установление иерархии геоморфологических объектов и в дискретных статических системах.

Наличия четкой системы рангов и соподчиненности форм рельефа требует, в частности, геоморфологическая интерпретация разномасштабных космических изображений [Александров, Благоевлин, 1980]. При этом существенно важными и объективными характеристиками опознаваемых форм служат их протяженность (для линейных элементов рельефа) и площадь (для изометричных форм). На первый план, таким образом, выступает выявление размерной соподчиненности объектов с привлечением количественных характеристик, поскольку широко применяемые термины макро-, мезо- и микрорельеф используются разными исследователями и в разных регионах неоднозначно. Поэтому размерная классификация форм рельефа — необходимое условие анализа геоморфологических систем.

Такой размерной классификацией в первом приближении служит предложенное И. П. Герасимовым (1946) деление всех форм рельефа на геотектуры, морфоструктуры и морфоскульптуры. Размерный аспект этой классификации, однако, по мере развития морфоструктурного анализа, был отодвинут на второй план генетической составляющей определения.

В этой связи необходимо остановиться на критике указанной классификации Н. И. Николаевым (1978), который приходит к выводу, что деление всех форм рельефа на три указанные категории «...потеряло свой первоначальный смысл, а следовательно, методическое значение, как определенный вид научного анализа» (с. 36).

В качестве аргумента такого пессимистического вывода Н. И. Николаев приводит соображения, что поднятия геотектура, морфоструктура и морфоскульптура в настоящее время трактуются по-разному: и по генезису и по размерности форм, «часто сам автор терминов и его сотрудники не проводят четкой границы между геотектурами и морфоструктурами» и что «эволюция в определении терминов, которая произошла со временем, нарушила первоначальный принцип этой классификации, а именно каждый из выделенных типов оказался разных размеров и тем самым разного (смешанного) генезиса» (там же, с. 36).

Не углубляясь слишком в полемику с Н. И. Николаевым, рассмотрим его тезис об отсутствии вообще границ между геотектурами и морфоструктурами. Исследования последних лет: космическая съемка, бурение и геофизические работы в океанах и т. д., приводят большинство исследователей [Хаин, 1978] к выводу о том, что существует класс тектонических структур, образование которых связано с глобальными тектоническими процессами (конвекцией в мантии и т. д.). Они качественно отличаются от региональных тектонических структур, связанных с внутрикоровыми процессами. Достаточно указать на наличие сверхглубинных зон Бенъофа — Заварицкого. Именно этим глобальным тектоническим структурам соответствуют и качественно отличные от региональных морфоструктур геотектурные элементы, рассмотренные в работе И. П. Герасимова (1976). Поэтому отчасти справедлив лишь упрек в отсутствии на современном уровне наших знаний четкой границы между геотектурами и морфоструктурами. Это, однако, не может служить основанием для ранее приведенного вывода Н. И. Николаева о потере морфоструктурным анализом его методического значения.

Следует иметь в виду, что указанная классификация, будучи размерно-генетической, несмотря на известную неясность в разграничении понятий «геотектура» и «морфоструктура», в настоящее время является наиболее удобной основой для системного анализа в геоморфологии. Как выясняется в последние годы (Вотах, 1974; Пиотровский, 1975), морфоструктуры и геотектуры различного размера характеризуются и соответствующей их рангу глубиной заложения («иерархия объемов»). Это означает, что размерная и генетическая составляющие классификации находятся не в случайных, а во вполне закономерных сочетаниях, т. е. размерно-генетическая природа классификации является скорее ее достоинством, чем недостатком, для целей системного анализа. Уточнив размерные и генетические различия между геотектурами и морфоструктурами, при использовании этой уточненной (формализованной) классификации возникает возможность по особенностям рельефа интерпретировать его глубинное строение. В свою очередь линейные и объемные параметры морфоструктур коррелируются с энергией физических полей [Вотах, 1974]. Поэтому вклад геоморфологии в изучение строения земной коры может стать в дальнейшем более значительным, особенно по мере развития космических съемок суши и изучения рельефа морского дна.

Совершенно очевидно, что четкая граница между планетарными формами рельефа — геотектурами, обусловленными сложными эндогенными процессами как в земной коре, так и в верхней мантии, а также пока не поддающимися учету астрономическими факторами, и морфоструктурами, создаваемыми взаимодействием тектонических и экзогенных факторов, при ведущем проявлении эндогенного фактора пока может быть намечена только условно. В этом нельзя не согласиться с Н. И. Николаевым, однако классическая триада И. П. Герасимова, предложенная 30 лет назад, оказалась подтвержденной новейшими глобальными исследованиями.

Нельзя не отметить, что размерность геотектур равнинно-платформенных стран и орогенов, по-видимому, различна, как различна и энергетическая база их активности. Если геотектуры ранга переходных (шовных) зон и срединно-океанических хребтов при линейных размерах 10—30 тыс. км имеют глубину заложения 300—700 км, что соответствует глубинам поверхностей раздела Беньюфа — Заварицкого, то протяженность геотектур отдельных систем горных хребтов и впадин не превышает 100—300 км при глубине заложения от 90 до 70—30 км, что соответствует глубинам трансрегиональных разломов. Отдельные крупные хребты с линейными размерами до 100 км и глубиной заложения до 10 км, что соответствует глубине ограничивающих их региональных разломов, целесообразно относить уже к категориям морфоструктур, обязанных своим возникновением складчатым и дизъюнктивным дислокациям в пределах данного участка земной коры или региональному и локальному вулканизму.

В пределах же платформенных равнин в качестве критерия размерности удобнее пользоваться площадями геотектур и морфоструктур при глубинах заложения от близких мощности земной коры (для геотектур) до близких мощности осадочного чехла или его верхнего структурного яруса (для морфоструктур разного таксономического ранга).

На основе классификации геотектур и морфоструктур, построенной на изложенных выше принципах, наиболее рационально проводить анализ возможностей их распознавания и изучения на космических изображениях соответствующих масштабов. Поэтому создание размерно-генетической схемы соподчиненности элементов рельефа в период широкого развития дистанционных методов изучения природных ресурсов и использования геофизических данных представляется нам важным не только в теоретическом, но и в прикладном аспекте. Следует отметить, что принятие за основу известного принципа классификации рельефа И. П. Герасимова не исключает возможности применения и других принципов геоморфоло-

гического анализа для построения геоморфологических систем, например представлений о геоморфологических формациях Н. А. Флоренсова (1976).

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Внедрение системного подхода в геоморфологию осуществляется путем создания: а) дискретных историко-генетических; б) непрерывных (континуумных) динамических моделей, используемых для изучения геоморфологических систем.

2. Оба направления системного подхода нуждаются в иерархическом (таксономическом) подразделении рельефа, которое должно основываться на классификационной формализации и отражать глубокие генетические или динамические свойства геоморфологической системы.

3. Правильно построенная размерная классификация форм рельефа является в то же время размерно-генетической, обеспечивающей возможность анализа как статических, так и динамических дискретных геоморфологических систем.

4. За основу предлагаемой принципиальной схемы классификации рельефа взято известное подразделение крупных форм рельефа на геотектуры и морфоструктуры И. П. Герасимова, поскольку оно базируется на размерно-генетическом принципе.

5. Размерно-генетический принцип такой классификации не «смешанный» — он отражает различия в проявлении глубинных процессов, выраженные через иерархию объемов крупных форм рельефа.

6. На современном уровне наших знаний создание законченной размерно-генетической классификации рельефа еще невозможно. Однако некоторые принципы ее разработки как для стабильных, так и для мобильных крупных форм рельефа могут быть определены. В частности, устанавливается достаточно обоснованная граница между геотектурами и морфоструктурами. Первые формируются подкоровыми, вторые — внутрикоровыми тектоническими процессами.

7. Создание и изучение геоморфологических систем, основанных на морфоструктурном принципе классификации, не исключает иных принципов классификации геоморфологических объектов.

ЛИТЕРАТУРА

- Александрова Т. Д., Преображенский В. С. О содержании термина геосистема. — Изв. АН СССР. Сер. географ., 1978, № 5, с. 112—121.
- Александров С. М., Благоволит Н. С. Соподчиненность геоморфологических объектов в связи с их дешифрированием на космических снимках. — Геоморфология, 1980, № 1, с. 55—62.
- Асеев А. А. Влияние климатических ритмов четвертичного периода на развитие эрозионной сети. — Изв. АН СССР. Сер. географ., 1963, № 1, с. 8—14.
- Асеев А. А., Александров С. М., Городецкая М. Е. Современные задачи дешифрирования космических изображений Земли. — Геоморфология, 1979, № 1, с. 3—17.
- Борсук О. А., Спаская И. И., Тимофеев Д. А. Вопросы динамической геоморфологии. Итоги науки и техники. — Геоморфология. Т. 5. М.: ВИНТИ, 1977, с. 148—169.
- Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. — В кн.: Проблемы физ. географии. Вып. 12. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1946, с. 33—46.
- Герасимов И. П. Архитектура Земли (геотектура) в свете глобальной тектоники плит. — Геоморфология, 1976, № 3, с. 3—15.
- Вотах О. А. Элементарные тектонические комплексы земной коры и геологические формации. — Геол. и геофиз., 1972, № 8, с. 10—20.
- Вотах О. А. Параметры тектонических комплексов земной коры и их зависимость от энергии физических полей. — Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 6, с. 1144—1146.
- Вотах О. А., Соловьев В. А. Система понятий статической тектоники осадочной оболочки континентов. — Геол. и геофиз., 1970, № 4, с. 127—139.
- Косыгин Ю. А. Понятие структуры в геологических исследованиях. — Геол. и геофиз., 1970, № 4, с. 76—87.
- Косыгин Ю. А., Кулындышев В. А. Структурно-системные исследования геологии и проблема математизации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 6, с. 14—22.

- Косыгин Ю. А., Соловьев В. А.* Принцип историзма и тектоника.— Геол. и геофиз., 1974, № 5, с. 49—57.
- Маккавеев Н. И.* Сток и русловые процессы. М.: Наука, 1974. 115 с.
- Милиц А. А., Преображенский В. С.* Актуальные и дискуссионные проблемы системной ориентации в географии.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1973, № 6, с. 107—119.
- Николаев Н. И.* Структурные черты рельефа Земли в свете новых тектонических представлений.— Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1978, № 2, с. 29—42.
- Пиотровский М. В.* Морфотектоника областей мезокайнозойской платформенной активизации (на опыте исследований Алдано-Станового региона).— В кн.: Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975, с. 35—42.
- Симонов Ю. Г.* Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во МГУ, 1972. 251 с.
- Сочава В. Б.* Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1979. 317 с.
- Флоренсов Н. А.* Геоморфологические формации.— В кн.: Проблемы эндогенного рельефообразования. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1976, с. 399—420.
- Хаин Б. Е.* От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза.— Геотектоника, 1978, № 3, с. 3—25.
- Харвей Д.* Научное объяснение в географии.— В кн.: Общая методология науки и методология географии. М.: Прогресс, 1974. 502 с.
- Хворостова З. М.* Системный подход к исследованию проблем склоновых процессов.— В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1976, с. 101—121.
- Черванев И. Г.* Структурный анализ рельефа. Автореф. докт. дис. М., 1979. 45 с.

А. В. Поздняков, З. Б. Ройхваргер

ДИНАМИЧЕСКОЕ РАВНОВЕСИЕ В РАЗВИТИИ ФОРМ РЕЛЬЕФА

Механизмы динамического равновесия в геоморфологических процессах еще не изучены, хотя нельзя сказать, что эта проблема не привлекает внимания естествоиспытателей [Герасимов, 1970; Девдариани, 1967; Каи-менская, 1976; Поздняков, 1976; Наск, 1960; и др.]. Состояние динамического равновесия понимается неоднозначно. Высказываются мнения, что его отражением являются профили рек, склонов, прибрежные отмели морей и др. Существует и противоположная точка зрения, согласно которой профили рек и склонов свидетельствуют только о выработанности их формы, о ее соответствии процессам и условиям [Марков, 1948; Маккавеев, 1955; Воскресенский, 1971].

Динамическое равновесие в геоморфологических процессах — это такое состояние, когда пространственное перераспределение обломочного материала не вызывает морфологических изменений поверхности. Иногда состояние равновесия легко выявляется при геоморфологическом анализе. Можно привести несколько примеров. В формировании берегов морей, в случаях заполнения обломочным материалом лагун, заливов, оно проявляется в закономерном расположении штормовых валов. Установлено, что расстояние между валами в направлении от кутовой части залива к берегу (от древнего вала к более молодому) уменьшается по экспоненте (рис. 1). Два последних вала формируются в непосредственной близости друг от друга, свидетельствуя о равновесном балансе обломочного материала. Ранее поступавшее количество обломочного материала почти полностью уходило на постройку валов. Затем, по мере наступания берега на море и его распрямления, расходная часть баланса все более приближается по своей величине к приходной. С установлением динамического равновесия береговая линия при тех же условиях не меняется. В случае, когда берег абрадируется и отступает, формируется прибрежная отмель, на которой также устанавливается равновесный баланс обломочного ма-

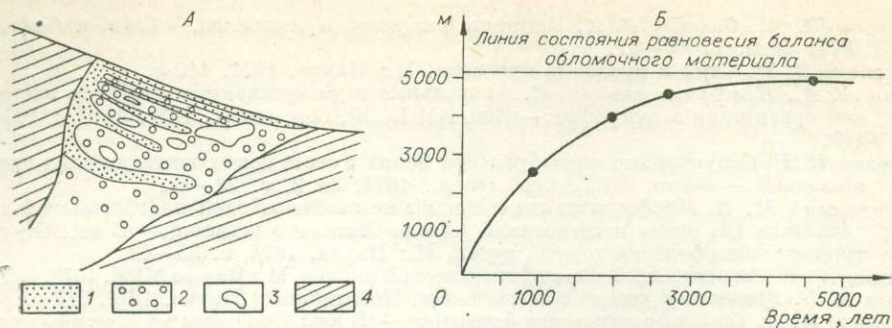


Рис. 1. А. Схема расположения штормовых валов в зал. Мухтель Охотского моря.

1 — штормовые валы; 2 — аккумулятивная равнина; 3 — озера; 4 — горы.

Б. График изменения расстояний между валами, показывающий, что баланс обломочного материала со временем приближается к равновесному и берег не меняет своего пространственного положения.

териала, и берег все время, пока условия сохраняются постоянными, не изменяет своих очертаний. Естественно, что внешние условия (сила ветра и длина его разгона, угол подхода волн и их энергия, устойчивость пород к выветриванию и разрушению под воздействием волн) не остаются неизменными длительное время. Поэтому меняется и морфология берега. Но всякий раз эти изменения направлены на установление состояния динамического равновесия. И все многообразие форм, в общем, обусловлено двумя причинами: нарушением равновесия и его восстановлением.

Такой же закономерности подчиняется формирование равнин при заполнении обломочным материалом впадин. Как видно из рис. 2, накопление обломочного материала во времени затухает, приближаясь к некоторой постоянной величине, определяемой балансом, т. е. тем, сколько материала поступает и удаляется. Графики показывают, что состояние, близкое динамическому равновесию, прерывалось (изменялись тектонические и климатические условия), а затем процесс возобновлялся, подчиняясь той же закономерности и отражая новые условия.

Аналогично протекает процесс формирования речных пойм. Высота поймы растет за счет накопления на ее поверхности отложений в паводки и врезания реки. По мере увеличения высоты количество паводков, участвовавших в формировании поймы, уменьшается и соответственно снижается доля отлагающегося материала на ее поверхности. Рост высоты поймы замедляется. Наконец, когда количество материала, отлагающегося в паводки, становится равным количеству удаляющегося (плоскостной смыв, размыв и пр.), — наступает динамическое равновесие.

По такой же схеме происходит формирование элювия при выветривании горных пород. Известно, что с возрастанием мощности рыхлого чехла скорость выветривания горных пород замедляется, и, таким образом, прирост толщины слоя обломочного материала при тех же условиях во вре-

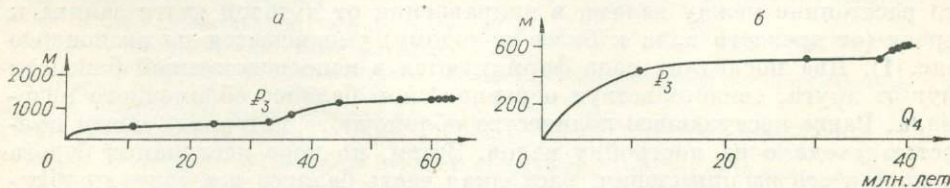


Рис. 2. График изменения мощности отложения (а) и формирования аккумулятивной равнины (б) в Средне-Амурской низменности. Скорость накопления осадков во времени замедляется, отражая приближение состояния динамического равновесия. Периоды графика свидетельствуют об изменении условий.

мени затухает. Если в силу действия каких-либо причин часть материала удаляется, то толщина слоя уменьшается и скорость выветривания увеличивается. Как видим, в процессах четко проявляется «стремление» к восстановлению нарушенного состояния, к достижению динамического равновесия, осуществляющегося за счет действия обратной отрицательной связи.

Изменение высоты поверхности и ее морфологии вызывается пространственным перераспределением обломочного материала (в экзогенных процессах). При этом толщина слоя рыхлого покрова играет роль своеобразного регулятора, через него осуществляется действие самоограничения. Увеличение по какой-либо причине толщины рыхлого чехла (например, при выветривании пород, осадконакоплении во впадинах, на поверхности поймы и т. д.) приводит к уменьшению скорости выветривания осадконакопления, образования штормовых валов и т. д. вплоть до полного затухания данного процесса, когда необходимая величина, определяемая внешними условиями, будет достигнута. Если процессы развиваются в условиях расхода обломочного материала (выветривание и формирование слоя элювия происходят на наклонной поверхности; впадина является сточной и из нее осуществляется вынос; из залива часть материала удаляется вдольбереговыми потоками и др.), то увеличение толщины рыхлого чехла (в примере с заливом возрастание величины наступания берега на море вызывает увеличение расхода материала. На наклонной поверхности при вязкопластических процессах смещения рост толщины слоя увеличивает скорость его удаления; увеличение высоты поверхности равнины приводит к увеличению выноса материала из впадины. Все это является дополнительной причиной ограничения скорости процессов формирования форм рельефа. Процесс развития формы происходит одинаково в обоих случаях — когда он начинается с отрицательного или с положительного баланса обломочного материала. Если, например, высота бархана намного больше той, какая должна быть в данных условиях, то скорость снижения его высоты во времени будет затухать по мере приближения к своему заданному существующими условиями пределу. По изложенным причинам самопроизвольное «стремление» к достижению динамического равновесия проявляется постоянно. Действие обратной отрицательной связи приводит систему в равновесное состояние.

Рассмотрим механизмы развития формы во всех ее стадиях на примере описания одного из наиболее главных процессов: образования слоя грунта на поверхности за счет выветривания и пространственного перераспределения обломочного материала. С целью проверки различных вариантов развития склонов нами была составлена математическая модель, в которой отражена объективно существующая причинная обусловленность процессов. Скорость выветривания рассматривалась в зависимости от особенностей горных пород, температурных колебаний с учетом перехода температуры через нуль, теплопроводности и удельной теплоемкости пород рыхлого чехла. В перемещении обломочного материала по склону учтены и рассмотрены во взаимодействии такие факторы, как угол наклона склона, динамическая вязкость, находящаяся в зависимости от дисперсности и влажности пород и др. В общем виде динамика склона определяется системой двух дифференциальных уравнений в частных производных. Первое описывает изменение во времени t высоты коренного основания y :

$$\frac{\partial y}{\partial t} = -\gamma / \cos \alpha. \quad (1)$$

Здесь α — угол наклона склона в каждой точке; γ — скорость выветривания пород коренного основания, прикрытых слоем грунта толщиной M . Выветривание складывается из морозного, температурного, химиче-

ского и биологического выветривания. Морозное выветривание γ_1 наступает, если $M < M^*$ — глубины сезонного промерзания, и не наступает, если $M > M^*$. Интенсивность температурного (при нем разрушение пород происходит из-за сезонных колебаний температуры, приводящих к внутренним напряжениям), химического и биологического выветриваний с увеличением толщины рыхлого чехла экспоненциально затухает, что следует из уравнений теплопроводности и диффузии. Поэтому γ можно брать в таком виде:

$$\gamma = \begin{cases} \gamma_1, & M < M^* \\ 0 & M > M^* \end{cases} + \gamma_2 l^{-\beta_2 M} + \gamma_3 l^{-\beta_3 M} + \gamma_4^{-\beta_4 M},$$

где $\gamma_2, \gamma_3, \gamma_4$ — скорость температурного, химического и биологического выветривания экспонированных пород; $\beta_2, \beta_3, \beta_4$ — коэффициенты, определяющие затухание соответствующих процессов с глубиной.

Второе уравнение описывает изменение толщины рыхлого чехла по вертикали H :

$$\frac{\partial H}{\partial t} = - \frac{\partial y}{\partial t} - \operatorname{div} \vec{P}. \quad (2)$$

В (2) первое слагаемое — приращение H в результате разрушения коренного основания, второе — изменение H за счет перераспределения обломочного материала: баланс потока \vec{P} грунта вдоль склона.

Поток \vec{P} может возникать по разным причинам: поверхностного смыва, растворения и удаления породы грунтовыми водами, вязкопластического перемещения. В последнем случае в одномерном варианте P имеет следующий вид:

$$P = \frac{\partial M^3}{3\eta} \sin \alpha,$$

где d — удельный вес грунта; η — динамическая вязкость, характеризующая способность к перемещению достаточно увлажненных рыхлых пород.

Развитие склона было смоделировано на ЭВМ «ЕС 1020» на языке «FORTRAN-4» по упрощенной схеме, в которой использованы коэффициенты, известные с более или менее достаточной точностью. В этом варианте рассматривалось только вязкопластическое перемещение грунта, определяемое толщиной рыхлого чехла, наклоном поверхности в каждой точке склона и динамической вязкостью η . Учитывалось также морозное и температурное выветривание пород коренного основания. Были рассчитаны плоская и осесимметричная задачи развития склонов с различной начальной формой профиля для вариантов: симметричного и асимметричного склона с постоянным, повышающимся, понижающимся, наступающим и отступающим с различной скоростью базами денудации. Кроме того, моделировались склоны, выработанные в породах различной устойчивости к выветриванию, а также вариант скачкообразного уменьшения вязкости пород рыхлого чехла на склоне в месте выхода на поверхность грунтовых вод.

Основные выводы по результатам моделирования и сопоставления модели с природными аналогами сводятся к следующему. При постоянном базисе денудации склон при любом исходном профиле превращается в выпукло-вогнутый. Эта форма сохраняется затем вплоть до полного уничтожения склона. Наиболее быстрые изменения морфологии наблюдаются в начальный период, когда выполаживается вершина и формируется вогнутый профиль в нижней части склона. Склон по мере своего развития замещается слабо наклонной поверхностью, покрытой обломочным материалом мощностью до 5 м. На участках профиля, выработанного в более устойчивых породах, формируется уступ, который сохраняется до полного

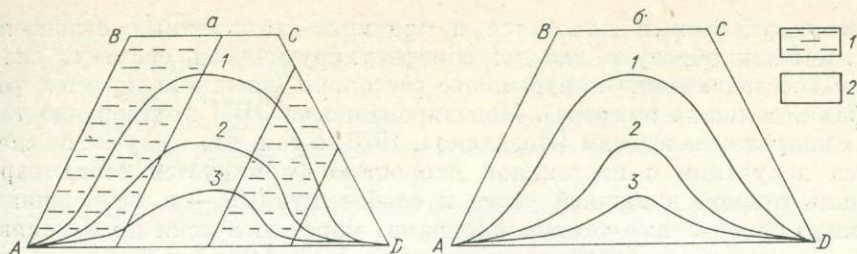


Рис. 3. Развитие склонов при постоянном базисе денудации и выработанных в породах различной (а) и одинаковой (б) устойчивости к выветриванию. Расчеты выполнены на ЭВМ. ABCD — исходная форма; 1—3 — последующие изменения профиля; 1 — породы устойчивые, 2 — породы неустойчивые к выветриванию.

замещения склона горизонтальной поверхностью (рис. 3). Как видим, профили склонов, рассчитанные на основе теоретических построений, адекватны природным аналогам. Моделирование подтвердило ранее полученные выводы о том, что склоны, имеющие постоянный базис денудации и формирующиеся под воздействием процессов медленного смещения покрова обломочного материала, имеют выпукло-вогнутую форму профиля. Форма профиля может осложняться за счет чередования слоев пород различной устойчивости к выветриванию или резкого изменения вязкости грунтов.

Морфологические изменения склонов являются строго направленными, упорядоченными. Упорядоченность обусловлена всегда действующим «стремлением» к установлению динамического равновесия между скоростью выветривания горных пород и скоростью удаления обломочного материала. Склон представляет собой единую систему, развивающуюся по принципам саморегуляции. В качестве регулирующего элемента выступает скорость выветривания горных пород и толщина слоя рыхлого покрова, связанные между собой обратной отрицательной связью. Условия для достижения динамического равновесия на всех элементах склона не могут выполняться одновременно. Поэтому форма профиля определенным образом меняется, отражая тем самым соотношение между «условием» и «стремлением» к равновесию, и привершинная часть склона выполаживается. В начальные периоды развития склона толщина слоя обломочного материала в привершинной его части наименьшая, тогда как ниже по профилю она увеличивается. В результате происходит более быстрое выветривание горных пород. Удаление же материала вызывает уменьшение уклонов. Все это приводит к выполаживанию привершинной части склона. Выполаживание вершины не может продолжаться вплоть до образования горизонтальной поверхности и прекращения процессов выветривания, так как с уменьшением уклонов уменьшается скорость смещения и, следовательно, растет толщина слоя обломочного материала, вызывая увеличение сдвигающего усилия. Таким образом, теоретические расчеты подтверждают выводы С. С. Воскресенского (1974) о том, что «...форма склона отражает не равновесие в действии разнородных факторов, а только тенденцию к равновесию между ними» (с. 195). Состояние динамического равновесия на склоне с постоянным базисом денудации, как правило, не достигается. В таких условиях оно возможно только на горизонтальной поверхности, которой склон замещается.

Профиль склона, спонтанно вырабатывающийся в силу постоянного проявления авторегуляции в процессах выветривания горных пород и перераспределения обломочного материала, как и предлагал А. С. Девдариани (1967), правильнее называть «выработанным профилем». В стадии выработанного профиля процессы денудации на всех элементах скло-

на взаимоувязаны и находятся в причинно-следственных отношениях. Все элементы образуют единую саморегулирующуюся систему, способную к восстановлению нарушенного состояния (восстанавливается форма профиля, толщина покрова). Моделирование на ЭВМ подтвердило также ранее полученные выводы [Поздняков, 1976] о том, что в случае снижения базиса денудации с постоянной скоростью формируется стационарный профиль прямой в нижней части и слабовыпуклый — в привершинной. Формы, ограниченные такими склонами, морфологически не изменяются (т. е. отражают состояние динамического равновесия) и в течение всего времени сохранения условий равномерного снижения базисов денудации остаются подобными самим себе. Такие условия создаются при длительном тектоническом поднятии и густом эрозионном расчленении территории.

В целом проведенные исследования подтверждают выводы А. С. Девдариани о трех стадиях развития склонов. Первая стадия — начальное состояние, вызванное каким-либо резким изменением внешних условий, которые привели к полной дезорганизации существующих связей между элементами системы. В таком состоянии морфологическое выражение системы не имеет закономерных очертаний (иррегулярный режим по [А. С. Девдариани, 1967]). Вторая стадия — стадия упорядоченного состояния элементов системы «склон» (стадия регулярного режима, или выработанного профиля по А. С. Девдариани). Третья стадия — состояние динамического равновесия или стационарного режима, когда перераспределение обломочного материала не приводит к морфологическим изменениям форм рельефа. Эти три стадии выражены в развитии всех других геоморфосистем.

ЛИТЕРАТУРА

- Воскресенский С. С. Динамическая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1971. 228 с.
- Герасимов И. П. Современные рельефообразующие экзогенные процессы. Уровень научного познания, новые задачи и методы исследования. — В кн.: Современные экзогенные процессы почвообразования. М.: Наука, 1970, с. 25—37.
- Девдариани А. С. Математический анализ в геоморфологии. М.: Недра, 1967. 150 с.
- Кашменская О. В. О геоморфологической системе. — В кн.: Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 7—20.
- Марков К. К. Проблемы геоморфологии. М.: ОГИЗ, 1948, 318 с.
- Маккаев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 326 с.
- Поздняков А. В. Развитие склонов и некоторые закономерности формирования рельефа. М.: Наука, 1976. 104 с.
- Hack J. T. Interpretation of Erosional Topography in Humid Temperate Regions. — Amer. J. Sci. Bredli, 1960, N 258-A, p. 75.

И. Г. Черванев

МОДЕЛИРОВАНИЕ И АВТОМАТИЗИРОВАННЫЙ АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА: МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

В статье изложены только вопросы методологии геометрического моделирования рельефа на структурной основе с помощью ЭВМ, а также использованы модели рельефа для его автоматизированного анализа. Статья продолжает серию работ автора и его коллег [Черванев, 1978а, б; Черванев и др., 1979; и др.] по структурному анализу рельефа и его автоматизации.

Цель данной статьи — показать некоторые направления и возможности представления рельефа в ЭВМ в виде структурно-цифровой модели (СЦМР), организации на структурной основе цифровой информации о рельефе, использования СЦМР для автоматизированного анализа рельефа, в том числе в рамках автоматизированного геоморфологического кадастра.

Изложение указанных вопросов основано на опыте моделирования и анализа рельефа, палеорельефа, геологических полей ряда газовых и газоконденсатных месторождений с помощью ЭВМ, приобретенном автором благодаря участию в решении типовых геологических задач для АСУ в разработке газовых месторождений совместно с А. Л. Петренко, В. А. Петрушиным и другими сотрудниками Научно-исследовательского сектора Харьковского университета и Вычислительного центра.

ЭМПИРИЧЕСКОЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Объекты геоморфологического исследования могут быть объединены в две группы. В первую группу входят объекты, доступные непосредственному созерцанию или, как говорят философы, доступные нам в опыте. Эти объекты будем называть, следуя традициям других наук, эмпирическими. Усилия геоморфологов направлены преимущественно на их исследование.

Другая группа геоморфологических объектов теоретическая. Отличаются эти объекты от эмпирических, выделением на основе опосредованного отражения реальности. Последнее обусловлено тем, что теоретические объекты недоступны непосредственному восприятию, так как они не являются реальными, а создаются на основе абстрагирования, идеализации, мысленного конструирования такого объекта. В процессе геоморфологического исследования между эмпирическими и теоретическими объектами устанавливаются сложные взаимоотношения, изучение которых является областью моделирования.

Исходя из того, что в геоморфологии (как и в физике, биологии, других науках) существуют указанные две группы объектов, следует поставить вопрос о естественном выделении в рамках этой единой науки двух направлений: эмпирического (экспериментального) и теоретического. Понимается, что экспериментальное исследование всегда имеет дело с эмпирическим объектом, доступным в опыте. Оба эти направления уже существуют в недрах геоморфологии и развиваются различными путями. Экспериментальная геоморфология (в указанном смысле) идет от непосредственного наблюдения, документирования, картирования рельефа к обобщению преимущественно индуктивно. В рамках этого направления разрабатываются методики полевой съемки рельефа, геоморфологического картографирования, анализа вещественного состава и пр.

Теоретическая геоморфология стремится использовать общие понятия, гипотезы, теории, аналогии для систематизации и объяснения конкретных геоморфологических явлений, т. е. преимущественно от общего к частному, путем дедукции. Разумеется, в каждом направлении присутствуют взаимопроникающие элементы другого направления, что, однако, не мешает им сохранять индивидуальность.

В табл. 1 дано сравнение указанных двух направлений.

Поскольку рассматриваемые направления (см. табл. 1) отличаются по всем основным показателям, которые обычно принимаются во внимание при установлении самостоятельности и статуса любого научного направления, постольку их разграничение представляется целесообразным и даже необходимым. Это позволит в дальнейшем избежать тех недоразумений, которые возникают из-за того, что исследователь не определил, каков

Эмпирическое и теоретическое направления в геоморфологии

Научное направление геоморфологии	Объект	Средство	Основной логический принцип	Цель
Эмпирическое	Реальный рельеф	Анализ наблюдений	Индукция	Эмпирическое обобщение
Теоретическое	Абстрактный образ, понятие, модель реального рельефа	Анализ понятий, моделирование	Дедукция	Уточнение или создание понятия, теории. Научное объяснение

характер его работы, к какому направлению она относится. Мы имеем в виду критику с позиций эмпирической геоморфологии представлений теоретического плана: эрозионного цикла Дэвиса, предельного профиля русла или склона и т. п. В физической географии примерами такого рода являются многочисленные случаи критики теоретических построений А. А. Григорьева (в частности, учения о физико-географическом процессе, содержание которого близко геоморфологу).

Нам представляется, что многократная критика этих концепций, являющихся теоретическими моделями, идеализациями процессов и явлений, продолжающаяся до сих пор, неправомерна. Теоретическую концепцию можно критиковать, только устанавливая ложные основания, на которых она зиждется, или логическую противоречивость доводов. Несоответствие теоретической модели определенной реальной обстановке (например, в концепции Дэвиса — отсутствие тектонических движений в ходе развития эрозионного цикла) естественно для теоретического построения вообще. Критика этого несоответствия с позиций эмпирического направления ущемляет развитие теоретического направления, что приводит к отставанию теории от эмпирики и в конечном итоге вредит геоморфологии в целом.

Данная работа полностью посвящена теоретическому направлению, основой которого является моделирование.

ПОСТРОЕНИЕ ОБЪЕКТА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Обычно эмпирический объект выделяется как бы «сам собой» в процессе непосредственного чувственного восприятия части объективной реальности. Однако это не так. В природе нет четких границ, нет готовых объектов [Еганов, 1971]. Объективная реальность едина и обладает к тому же бесчисленным множеством свойств. В зависимости от того, какие свойства принимаются во внимание, будут установлены те или иные рамки исследовательского объекта. Поэтому уже выделение объекта из некоторой части объективной реальности — это процесс, содержащий элемент идеализации.

Бесчисленное множество свойств, присущих объективной реальности, дает возможность образовать на базе одной ее части множество исследовательских объектов. Все зависит от того, что хотел увидеть исследователь в данном явлении. Таким образом, объект исследования оказывается зависимым от предмета и субъекта исследования.

Между реальным и исследовательским объектами существует сложная связь. Первый является частью объективной реальности, в то время как второй конструируется по определенным правилам как гомоморфное отображение первого.

Выделение объекта исследования состоит из решения двух задач.

Прежде всего необходимо обосновать суждение о том, какими свойствами должен обладать исследовательский объект (модель реального объекта), т. е. установить его существенные свойства. При этом принимается, что другие свойства реального объекта второстепенны или несущественны настолько, что ими можно пренебречь.

Вторым действием, логически вытекающим из первого, является замещение реального объекта — части объективной реальности — его моделью, т. е. объектом идеальным, исследовательским. Исследовательский объект обладает ограниченным набором свойств, заимствованных у реального объекта. Все дальнейшее исследование касается уже, строго говоря, только модели реального объекта. Этим объясняется то, что изучая одни и те же реальные объекты, различные авторы получают неодинаковые результаты. В этом случае скорее всего на базе одного и того же реального объекта были построены различные исследовательские объекты.

Исходя из изложенного, можно сформулировать последовательность действий по выделению и исследованию геоморфологических объектов путем их моделирования.

1. Установление существенных свойств явления объективной реальности. Для оценки существенности пользуются либо умозрительными заключениями, «здравым смыслом», либо специальными (обычно математическими) приемами.

2. Конструирование из выделенных свойств идеальной модели объекта дальнейшего исследования.

3. Исследование модели. Для этой цели максимально используется формальный аппарат теории систем и кибернетики, а также аналогии с другими естественными науками, где подобные модели уже изучены. Подобие и аналогия понимаются в строгом смысле слова.

4. Построение теории. Теоретические результаты, полученные на модели, безусловно, соответствуют только самой этой модели. Реальный объект отвечает данной теории только в той мере, в какой модель подобна реальному объекту.

5. Распространение и использование теории для объяснения реальных геоморфологических объектов. Уточнение априорных данных об объекте.

6. Повторение исследования на новом уровне.

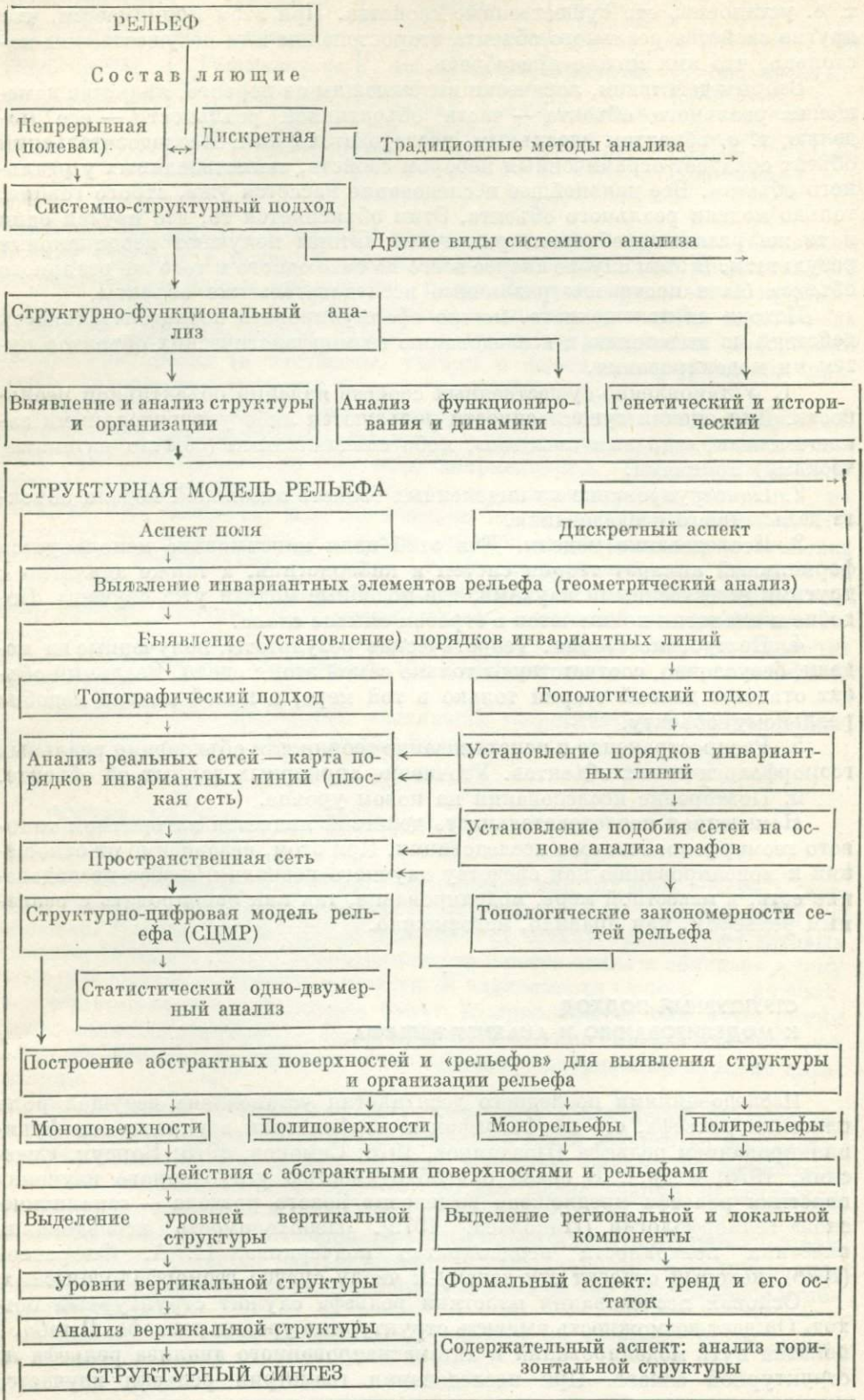
Намеченная последовательность действий является алгоритмом типového геоморфологического исследования. При этом, независимо от отношения к моделированию как средству научного познания, любое исследование есть, в известной мере, моделирование, так как оперировать с реальным рельефом, как правило, невозможно.

СТРУКТУРНЫЙ ПОДХОД К МОДЕЛИРОВАНИЮ И АНАЛИЗУ РЕЛЬЕФА

Исследованиями последнего десятилетия установлена ведущая роль пластики рельефа, его морфографии и морфометрии в управлении функционированием рельефа [Поздняков, 1976; Симонов, 1976; Борсук, Спасский, 1976; и др.]. В связи с необходимостью углубленного изучения пластики рельефа предложено выделение нового раздела — «аналитической» геоморфологии [Николаев, 1976]. Необходимость исследования пластики поверхности неоднократно подчеркивал Н. А. Флоренсов (1978), который относит эту задачу к числу сугубо геоморфологических.

Основой исследования пластики рельефа служит структурный подход. Он дает возможность выявить структурные уровни рельефа. В табл. 2 показан путь моделирования и автоматизированного анализа рельефа на структурной основе. При исследовании геометрии рельефа изучается

Анализ рельефа на структурной основе



преимущественно его непрерывная составляющая, что и нашло отражение в данной таблице.

В изучении рельефа на структурной основе выделяется ряд узловых моментов.

1. Выделение методами дифференциальной геометрии инвариантных линий рельефа, которые относятся к элементам внутренней его геометрии.

2. Топографический и топологический анализы сетей инвариантных линий с целью установления их иерархии.

3. Построение структурно-цифровой модели рельефа, которая передает положение инвариантных линий рельефа различного порядка и типа.

4. Построение абстрактных поверхностей и «рельефов». Для этого используются методы интерполяции и аппроксимации точечных множеств, образующих структурно-цифровые модели рельефа.

5. Действия с поверхностями для целей их автоматизированного анализа. Описание (на этой основе) вертикальной и горизонтальной структуры рельефа.

6. Структурный синтез, который состоит в сведении воедино выводов и результатов, полученных путем анализа отдельных структурных уровней.

Пункты 1—4 освещены автором в указанных выше работах, п. 5 изложен А. П. Голиковым, И. Г. Черваневым (1977).

Структура всякой системы (рельеф в этом отношении вряд ли может быть исключением) — это внутренняя ее форма, скелет, в рамках которого функционирует сама система. Структура — внутренняя форма, функционирование — сущность рельефа. В соответствии с этим структурный анализ мы рассматриваем как метод преобразования рельефа, направленный на выявление единых структурных закономерностей и скрытых внутренних отношений, присущих рельефу. В таком контексте структурный анализ является методом теоретической геоморфологии.

Автором отмечалось, что структурный анализ опирается на выявление и изучение структурных линий, «скелета» рельефа, совокупность которых образует его абстрактный инвариант. С последним можно обращаться как с геометрической моделью рельефа. Внутренняя геометрия рельефа такова, что скелетные линии оказываются устойчивыми по отношению к деформациям поверхности. Устойчивость состоит в том, что под влиянием деформаций не может измениться местоположение существующих скелетных линий — тальвегов и водоразделов. Это геометрическое свойство рельефа известно и практически используется в процессе палеогеоморфологических реконструкций [Проничева, 1973; и др.]. Понимание природы этого свойства, связанной с внутренней геометрией рельефа, дает возможность включать его более широко и осмысленно, в частности для целей структурного анализа ископаемого рельефа, изучения унаследованности рельефа и т. д.

Абстрактный инвариант рельефа, образованный его структурными линиями, практически используется в структурно-морфометрическом методе поисков тектонических структур [Философов, 1960, 1975], т. е. в приложениях геоморфологии. Наш опыт свидетельствует о том, что применение абстрактного инварианта для анализа рельефа имеет универсальное значение, так как структура рельефа, запечатленная в его инвариантных линиях, во всех отношениях является определяющей. Морфометрический метод В. П. Философова служит, таким образом, примером моделирования и анализа рельефа «вручную». Наша работа нацелена на автоматизацию моделирования и анализа с помощью ЭВМ, что вносит в процесс использования инварианта определенную специфику. Она состоит, прежде всего, в способе представления абстрактного инварианта в ЭВМ и в методах анализа построений, отвечающих морфометрическим (с некоторыми дополнениями).

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ИНВАРИАНТНЫХ ЛИНИЙ В ЭВМ. СТРУКТУРНО-ЦИФРОВАЯ МОДЕЛЬ РЕЛЬЕФА

Методологическое значение данного вопроса состоит в том, что использование структурного подхода в организации фактического материала о рельефе резко меняет отношение к способам получения и обработки исходных данных. Предъявляются большие требования к отбору точек цифровой модели рельефа, но зато уменьшается значение выбора метода интерполяции, возрастает точность воспроизведения рельефа на модели при одинаковом объеме точечного массива. Кроме того, представление рельефа в ЭВМ на структурной основе позволяет автоматизировать все дальнейшие действия (типа морфометрического анализа) без перестройки исходного точечного массива, т. е. обеспечивает комплексную автоматизацию геоморфологического анализа. Опыт автоматизации структурно-морфометрических построений был опубликован нами ранее [Черванев и др., 1979].

Термин «структурно-цифровая модель рельефа» введен в автоматической картографии [Малявский, Жарновский, 1974] для характеристики представления рельефа набором точек, полученных на ребрах многогранника, которым аппроксимируется рельеф. Ребрами такого многогранника являются структурные линии рельефа. В соответствии с рекомендациями указанных авторов, для представления рельефа в ЭВМ необходимо задавать точки на инвариантных линиях рельефа в местах изменения простираения этих линий, т. е. в изломах тальвегов и водоразделов. Описанный метод [Малявский, Жарновский, 1974] обладает тем существенным недостатком, что не учитывает порядки инвариантных линий, т. е. саму структурную организацию рельефа.

Нами предложено уточнение понятия «структурно-цифровая модель рельефа» (СЦМР). Таковой будем называть модель рельефа, образованную трехмерным массивом чисел, характеризующих пространственное положение скелетных линий рельефа одного порядка. В соответствии с этим определением рельеф характеризуется количеством СЦМР, равным числу порядков рельефа.

Организация СЦМР по порядкам рельефа облегчает дальнейшие построения и их анализ. Для построения составляющей рельефа одного порядка надо взять соответствующую СЦМР. Комбинируя структурно-цифровые модели, можно получить генерализации рельефа на структурной основе, т. е. с сохранением структурного подобия генерализованной модели рельефа оригиналу с заданной заранее точностью (например, с потерей элементов 1-го, 2-го или любого другого порядка). Это дает возможность осуществлять декомпозицию рельефа, о чем уже писалось в других работах, а также структурный синтез. Последний состоит в том, что можно произвольно «собрать» рельеф на модели из любого набора элементов — структурных уровней путем их сложения. Иного метода, адекватного данному, просто не существует. Перспектива применения структурного синтеза связана, кроме теоретических задач структурного анализа, с возможностью восстановления кинематики рельефа и прогнозирования его развития.

Каждая СЦМР состоит из двух точечных множеств: базисного (ответающего тальвегам) и вершинного (ответающего водоразделам) типов. Такая структура СЦМР дает возможность использовать ее для построения базисных и вершинных поверхностей, которые являются также элементами структурного анализа рельефа.

Для получения структурной поверхности каждое точечное множество, структурно-цифровая модель или точечный массив, образованный точечными множествами или СЦМР, слитыми вместе, интерполируются или аппроксимируются на ЭВМ. Благодаря тому, что элементы точечной модели

заданы на характерных линиях рельефа, влияние метода интерполяции оказывается минимальным. Это дает возможность сохранять подобие модели, построенной с учетом только, например, СЦМР высоких порядков, исходному рельефу. Последнее обстоятельство имеет самостоятельное значение, так как позволяет в любой степени генерализовать исходный рельеф (например, в целях картографии), сохраняя структурное подобие генерализации реальному рельефу. Кроме того, в процессе генерализации имеется возможность заранее задать ее степень, указав, элементы какого порядка могут быть опущены.

В связи с развитием автоматических методов построения карт рельефа с помощью ЭВМ актуальной является также задача сокращения объема исходной цифровой модели без искажения информации. Использование СЦМР дает возможность решать эту задачу благодаря тому, что точки модели, располагающиеся на инвариантных линиях, являются наиболее репрезентативными.

Все изложенное свидетельствует о целесообразности структурного подхода к организации фонда цифровой информации о рельефе путем создания СЦМР. На этой основе может быть создан автоматизированный кадастр рельефа, обеспечивающий наибольшую емкость информации и высокую степень упорядоченности исходных данных. Автор располагает опытом использования такого кадастра для геоморфологического анализа.

ЛИТЕРАТУРА

- Борсук О. А., Спасская И. И.* Некоторые аспекты приложения системного анализа в геоморфологии.— В кн.: Актуальные проблемы теоретической и прикладной геоморфологии. М.: Моск. филиал Геогр. об-ва СССР, 1976, с. 93—103.
- Голиков А. П., Черванев И. Г.* Математический аппарат в географии и его использование в пространственных исследованиях. Учебное пособие. Харьков: Изд-во Харьков. ун-та, 1977. 132 с.
- Еганов Э. А.* О выделении объектов исследования в геологии.— В кн.: Пути познания Земли. М.: Наука, 1971, с. 263—273.
- Малаяцкий В. К., Жарновский А. А.* О цифровом моделировании рельефа местности.— Геодезия и картография, 1974, № 6, с. 31—38.
- Николаев Н. И.* О содержании и основных задачах геоморфологии.— Геоморфология, 1976, № 4, с. 23—46.
- Повдняков А. В.* Развитие склонов и некоторые закономерности формирования рельефа. М.: Наука, 1976. 112 с.
- Проничева М. В.* Палеогеоморфология в нефтяной геологии. М.: Наука, 1973. 173 с.
- Симонов Ю. Г.* Анализ геоморфологических систем.— В кн.: Актуальные проблемы теоретической и прикладной геоморфологии. М.: Моск. филиал Геогр. об-ва СССР, 1976, с. 69—91.
- Философов В. П.* Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1960. 115 с.
- Философов В. П.* Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1975. 230 с.
- Флоренсов Н. А.* Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 237 с.
- Черванев И. Г.* Структурный анализ рельефа и его автоматизация.— В кн.: Карты плотностей в географических исследованиях. Иркутск: Институт географии Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР, 1978а, с. 103—112.
- Черванев И. Г.* Моделирование рельефа: методологические аспекты. Деп. ВИНТИ 5.XII. 1978б, № 3700—78.
- Черванев И. Г., Ивашко Г. Е., Еремич В. И., Черняк В. С.* Автоматизация морфометрических построений.— Физ. география и геоморфология. Республиканский межвед. сборник, вып. 21. Киев: Вища школа, 1979, с. 41—46.

ГИПОТЕЗА РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ

Каких-нибудь несколько лет назад основной причиной тектонических движений и рельефообразования Л. Кинг (1967) считал: «...соответствующее сочетание термических и механических условий в верхней мантии, при которых накапливаются пары воды...» (с. 104). С тех пор это априорное утверждение вряд ли существенно поколеблено, несмотря даже на принятие и усложнение известной в 20-х годах дорифтовой гипотезы Вегенера.

Однако вернемся к Л. Кингу (1967), утверждавшему, что «...развитие и становление рельефа Земли происходит по единому плану» (с. 181). Что мы можем сказать сегодня по этому поводу с большей или меньшей определенностью? Главное это то, что под крупными, но не подо всеми, горными системами обнаружены мантийные неоднородности [Алексеев, 1978]. Далее, мы знаем, что гравитационные аномалии фиксируют ослабленные, неустойчивые участки подкорового вещества и земной коры, к которым обычно приурочены сейсмические очаги разной глубины залегания [Артемьев, 1966; Тектоносфера Земли, 1978]. Факты свидетельствуют о том, что к ослабленным зонам мантии и земной коры приурочены разломы и вулканы, а также интрузивы, залегающие на разной от места к месту глубине. Экструзивно-вулканическая деятельность сопровождается не только землетрясениями, но и выделением больших масс газов, водяного пара, воды и магмы [Меняйлов, 1940; Федотов и др., 1976а, б]. Мы знаем также, что родоначальная магма имеет основной состав, а гранитная магма сформировалась в значительной мере как продукт [Йодер, Тилли, 1965] контаминации местной родоначальной магмы боковыми и кроющими породами. Известно также, что сеймотектонические и вулкано-магматические пояса наиболее подвижны, они же наиболее молодые и «теплые» [Любимова, 1956; Любимов и др., 1973; Тихонов, Любимова и др., 1969]. К древним ослабленным зонам Земли приурочена и древняя вулкано-магматическая деятельность, происходившая с выделением громадной энергии [Шипулин, 1969]. В геологической истории на поверхности и в недрах земной коры застывали более или менее мощные экструзивные и интрузивные тела, отторженные от глубинных очагов, располагающихся в мантии. Эти тела оказывали активное воздействие на вмещающие породы, в которые магма внедрялась под напором. Застывая, вулкано-магматические тела изменялись сами, уменьшаясь вследствие температурной усадки в объеме, и изменяли вмещающие породы, образуя в них зоны закалки [Зорин, 1969]. Все без исключения интрузивные тела маркировали собой трещиноватые, ослабленные тектонически подвижные зоны Земли [Пейве, 1961].

Каковы же причины возникновения трещин и почему в основании земной коры образуется магматический расплав, периодически с громадной силой выбрасываемый к поверхности Земли? Для ответа на поставленные вопросы необходимо представить себе энергетический аспект проблемы.

Совершенно очевидно, что глубинные разломы, рассекающие земную кору, образовались силами, значительно более грандиозными, чем силы магматического внедрения. Причиной глубинных сил можно считать междуатомные взаимодействия. В настоящее время предполагается, что природа междуатомных взаимодействий электромагнитная [Дерягин, 1962]. А если это так, то периодические изменения магнитного поля Земли должны, вероятно, обуславливать и пульсационные колебания междуатомных взаимодействий [Мартыянов, 1968]. Какие же, кроме изложенных выше, имеются доказательства существования и периодического проявления глубинных сил? Прежде всего, это данные о природе и особенностях проявле

ния современных вертикальных движений земной коры [Магницкий и др., 1973]. Отмечается, что в качестве весьма характерных отличительных черт современных тектонических движений нужно считать, во-первых, то, что большие скорости и их постоянство встречаются редко, во-вторых, что вертикальные движения во времени часто меняют свой знак. Следовательно, в истории тектонического развития этапы относительного покоя, сконцентрированные в длинные периоды, сменяются короткими периодами интенсификации перемещений. Указанная пульсационная периодичность тектоники имеет глубинную природу, так как приливные силы ничтожно малы, а вращение планеты целиком зависит от электромагнитного влияния Солнца как положительно заряженного раскаленного тела, действующего на вращающуюся Землю. Ускорение или замедление вращения, очевидно, целиком обусловлено напряженностью электромагнитного поля, связанного с его разноразряженностью на солнечной и затененной сторонах планеты. Значит, само по себе вращение не может считаться причиной периодичности сейсмотектоники, так как оно зависит от соотношений электромагнитных внутренних и внешних по отношению к Земле сил.

Широко известно, что максимальные теплопроявления на Земле концентрируются в зонах поднятий. В то же время выделения тепла сквозь недра могут служить показателем гипогенеза, так как, следуя А. Н. Тихонову и др. (1969), поток тепла к поверхности можно связывать с волнами теплопроявления в мантии. Обсуждая новые экспериментальные работы в области геохимии глубинных процессов, О. К. Кусков и А. А. Попов (1976) отмечают, что при высоких давлениях реакции восстановления, сопряженные с потерей кислорода, серы и галоидов, сопровождаются выделением тепла. В последней связи можно напомнить и гипотезу Вернадского — Ларина [Ларин, 1975] о гидридной природе составляющих ядро Земли элементов, способных реагировать на сжатие распадом. Современные теплопроявления инструментально зафиксированы с помощью измерений геотермической ступени ($m^{\circ}C$) в различных структурных условиях [по Мартянову, 1968].

Структурные условия	Интервалы глубины, м			
	30—300	30—600	30—900	30—1200
Свод	15,48	15,42	12,24	14,45
Крыло	18,93	17,47	17,07	15,64

Эти данные говорят о том, что с ныне протекающими сейсмотектоническими движениями связаны термопроявления, наиболее активные там, где движения сильнее. А это означает, что движения первичны, а нагрев — вторичен. Следовательно, причины сейсмотектонических движений кроются не в тепловом режиме недр планеты, а наоборот, тепловой режим ее полностью обусловлен тектоническими движениями.

Наконец, гравитационные характеристики обширных регионов Южного океана дали П. А. Строеву (1972) основания для иных принципиальных трактовок, нежели те, которые касаются связей между аномалиями силы тяжести и рельефом. Так, в пределах Южного океана выделяются западная с фоновыми положительными и восточная с отрицательными аномалиями зоны Индийского сектора и зона к югу от 50° ю. ш. в Атлантическом секторе, где запад характеризуется отрицательными, а восток положительными аномалиями. Наконец, Восточная Антарктида имеет до 130° в. д. положительные аномалии, тогда как Земля Уилкса, Виктории и почти вся Западная Антарктида — отрицательные. П. А. Строев считает, что эти области не связаны с основными элементами рельефа земной поверхности, так как аномальные зоны ложатся на участки как с континентальным, так и с океаническим типом земной коры. На этот счет имеются объяснения [Тектоносфера Земли, 1978], что источники подобного рода нарушений следует искать на значительных глубинах в мантии Земли.

Известно также, что плотность вещества верхней мантии областей с положительными аномалиями и положительными превышениями геоида над эллипсоидом выше, нежели плотность мантии областей с отрицательными аномалиями и отрицательными западениями геоида над эллипсоидом. Разность плотности, по данным П. А. Строева (1972), достигает 0,04—0,05 г/см³.

Следовательно, ни силы вращения, ни приливные силы не могут служить причиной образования глубинных разломов. Эти глобальные трещины Земли образованы, очевидно, под влиянием мощных внутренних сил планеты, энергия проявления которых настолько велика — около 10⁴⁰ эргов [Мартянов, 1968], что не идет в сравнение ни с какими иными силами и источниками ее получения.

В то же время сейсмотектонические, тепловые и другие геофизические явления и аномалии маркируют участки земной коры, весьма характерные и локализованные по территории. В этой связи вновь возникает необходимость вернуться к понятию «ослабленная зона». Можно предположить, и это будет весьма близко к многочисленным фактам, что критическое, ультранапряженное состояние земной коры характерно для ограниченных по площади и глубине зон, а следовательно, астеносфера мозаична. Против повышенного напряженного состояния планеты в целом выступает эффект свода, обусловленного, как известно, разложением сил в сфероидальных телах при давлении на них. Имеются и другие факторы геологического и геоморфологического характера, противоречащие гипотезе сплошной астеносферы. Так, корни гор у разных их систем располагаются на разной глубине, что по крайней мере не дает права видеть астеносферу непрерывной и равномошной [Хитаров, 1976]. Наличие астеносферы, испытывающей постоянное неравномерное силовое воздействие, должно было бы вызывать столь же постоянную миграцию региональных и глобальных систем рельефа. Однако горные цепи, как и плато и равнины, а также разломы, весьма локализованы и долгоживущи.

Имеется и еще один аспект проблемы астеносферы. Это — дрейф материковых плит. Здесь проблема тектоники плит в целом не рассматривается. Однако поскольку дрейф континентов нельзя представить себе без «плаванья» их по расплаву, приходится высказываться и по этому поводу. Сомнение в масштабе дрейфа континентов порождено анализом экваториального гипсографического профиля. Экваториальная зона земного шара по своему положению и физическому состоянию представляет собой уникальную область. Эта область при вращении планеты должна испытывать наибольшее воздействие центробежных сил, благодаря чему она и представлена опоясывающей Землю выпуклостью. Кроме того, эта зона служит «поясом раздела» северного — в основном материкового и южного — в основном океанического полушарий. Благодаря такому своему положению и состоянию, эта зона, вероятно, может быть показательной в отношении распределения вдоль нее изостатических аномалий, материковых глыб и вмещающих их океанов с определенными соотношениями гипсографии в их пределах.

Рассмотрим материалы гравиметрии, особенностей осадконакопления и геометрических параметров материковых плит и океанических впадин. Вначале о распределении океанической и материковой составляющих гипсографического профиля вдоль экватора (табл. 1), снятого с Карты мира.

Как видим, вдоль экватора преобладает океан, кроме того, промежутки между океанами (материки) имеют разную протяженность и опираются на обширные подводные «пьедесталы», образованные шельфом и склонами (Тихий — 22%, Атлантика — 25,6%, Индийский — 7,2%).

Гравиметрические данные [Артемьев, 1966] свидетельствуют о том, что материки — Южная Америка и Африка в целом изостатически скомпенсированы (0 мГл), тогда как острова недокомпенсированы (—30 мГл);

Таблица 1

Длина гипсографической линии суши и океана вдоль экватора (% от окружности)

Материки и океаны	Представительность	Примечание
Южная Америка	8,1	Вся в целом — 24%
Африка	10,2	
Острова (Борнео, Су-матра и др.)	5,3	
Тихий	43,3	Вся в целом — 76%
Атлантика	17,1	
Индийский	16,0	

океаны — Тихий и Атлантика так же недокомпенсированы (—10 мГл), как и Индийский океан (—40 мГл). Внутри материков так же, как и внутри акваторий океанов, имеются области разной изостатической уравновешенности, что находит известное отражение в соотношениях высот на материковых и океанических региональных гипсографических кривых (табл. 2).

Как видно из таблицы, неровности поверхности суши и океана по экватору весьма велики и не представляют сглаженную гипсографическую кривую. Можно ожидать, что сложность рисунка этой кривой в известной степени отражает сложность изостатической уравновешенности. Не следует забывать, что к экватору в принципе должна была тяготеть полоса наибольшей изостатической стационарности, исходя из постулата о том, что центробежные силы вдоль 0° перманентно велики при данной скорости вращения планеты. Следовательно, в этой полосе Земли изостатическая уравновешенность отсутствует. Учитывая отклонения геоида от референц-эллипсоида [Монин, 1977], можно считать, что экваториальная зона не может служить примером потенциального физического (сейсмотектонического) спокойствия.

Второй круг вопросов, вытекающих из анализа фактов геологического свойства, возникает в связи с величинами мощности кайнозойских осадков. По этому поводу можно указать на следующее. Мощности кайнозойских осадков в Тихом океане достигают в открытой части, по данным бурения [Лисицын, 1974], в среднем в Тихом океане 0,3 км, в Атлантике 0,4 км, в Индийском океане 0,2 км. По профилю Н. М. Страхова (1978), ежегодное покрытие дна осадком составляет 84 т/км². С учетом удельного веса осадка (2,5 г/см³) скорость осадконакопления достигает в Тихом океане 0,003 см/год. Если для всех океанов принять эту скорость осадконакопления, то потенциальная их мощность за 70 млн. лет кайнозоя должна была составлять соответственно 2,1; 0,7; 1,4 км, чего нет на самом деле.

Таблица 2

Длина гипсографической кривой различных форм рельефа (доля вклада в %)

Высота и глубина, геоморфологическое положение	Материки			Океаны		
	Южная Америка	Африка	Острова	Тихий	Атлантический	Индийский
>2 км, горы	6,9	36,2	44,0			
2—0,5 км, плато	30,0	52,6	Нет			
<0,5 км, равнины	63,1	11,2	56,0			
>4 км, абиссаль				63,8	43,1	70,8
>4 км, желоба				Нет	6,2	6,3
<4 км, хребты				14,0	25,1	15,7
<4 км, склоны				21,9	11,8	3,6
<0,2 км, шельф				0,3	13,8	3,6

Как же расценивать этот факт, учитывая, что истинная мощность, по крайней мере у Тихого океана, значительно меньше, нежели потенциально возможная? Вероятно, в данном случае нужно исходить либо из предположения о седиментном уплотнении осадка (в Тихом океане в 7 раз), либо ошибочном датировании. Последнюю проблему Н. М. Страхов (1978) подверг весьма пристальному рассмотрению. Как бы то ни было, но при накоплении толщи осадков определенной мощности должно было происходить соответствующее поднятие уровня океана (0,003 см/год) за счет прямого вытеснения воды осадком. Однако широко известно, что в настоящее время наблюдается устойчивое поднятие уровня Мирового океана (0,1 см/год) [Калинин и др., 1974]. Можно лишь предполагать, что разница между глобальным ростом уровня океана и осадконакоплением (0,097 см) отражает современное поднятие дна или замедление его прогибания. Впрочем, ежегодное приращение слоя воды в Мировом океане можно легко объяснить таянием современных ледников. Если принять площадь океана в 360 млн. км², то указанный прирост уровня (1 мм) ледники обеспечивали бы за счет поступлений всего 360 км³ ежегодно. Это составляет ничтожную долю процента от общего объема мировых запасов льда и постоянно залегающего снега (24 064 100 км³) [Мировой водный баланс..., 1974].

Следовательно, колебания уровня Мирового океана не отражают надежно раздельную роль гидро- и геократических вкладов в этот процесс. А это означает, что для интерпретации тектонического состояния дна океана остается полагаться на данные гравиметрии. Исходя из них, дно океанов повсеместно, правда, с разной интенсивностью прогибается: более всего у Индийского океана (— 40 мГл) и менее — у Тихого и Атлантики (—10 мГл). Но если это так, а астеносфера — глобальный слой, тогда необходимо предполагать, что отток масс на глубине должен повлечь за собой расползание материков ото всех океанов одновременно. Но как можно это себе представить, во всяком случае, вдоль экватора, т. е. на сфере? По меньшей мере затруднительно. И это тем более проблематично, если учитывать предполагаемое направление движения крупных плит см., например: [Богданов и др., 1978]).

Итак, имеются сомнения в том, что астеносфера сплошь одевает земной шар, и, наоборот, предположение, что она обладает очаговой мозаичностью (о различиях тектонических режимов см.: [Белюсов, 1978]) и сосредоточивается на время тектонического цикла лишь в зонах геосинклиналей, а в остальное, промежуточное между тектоническими циклами, время — только под ослабленными зонами активных глубинных разломов. Главное сомнение — энергетическое. Если астеносфера образовалась в результате ультранапряженного состояния Земли, то расплавление пород к подошве земной коры и на кровле мантии, где давление потенциально может достигать сотен тонн на квадратный сантиметр, понятно. Понятным становится и «простой факт существования землетрясений» [Тектоносфера Земли, 1978, с. 497]. Однако тогда возникают следующие вопросы. Почему землетрясения «приурочены к определенным, весьма ограниченным зонам нашей планеты» [Там же, с. 497], к которым в ряде случаев тяготеет вулканизм и магматизм, и почему землетрясения не распределены по лику Земли более равномерно? Ответ на вопрос разъясняется практикой строительства шахт и глубокого бурения. Оказывается, горное давление в забоях отнюдь не соответствует тому, которое можно было бы ожидать, если учитывать нагрузку вышележащих пород, хотя [Валяев, 1976; Ходьков, Валуконис, 1968] температуры на большой глубине (от 4 до 7 км) превышают ожидаемые. По-видимому, на еще большей глубине и в контрастных условиях давления возможен переход вещества из твердого в жидкое состояние. В этой связи напомним данные С. Кларка (1969) и М. В. Гзвского (1975) о том, что при достижении температуры 1000°С модуль упру-

гости у гранита уменьшается в 7 раз, что, вероятно, и может способствовать его пластической деформации и течению. Имеются все основания утверждать это, а именно то, что в зонах земной коры, где породы сильно и от места к месту по-разному сжаты, происходит их чрезмерный нагрев, о чем непрерываемо свидетельствует геотермический градиент Земли. Особенно характерно это в благоприятных условиях высокой геосинклинальной мощности земной коры, когда давление к ее подошве, сокращающейся в площади несоизмеримо с мощностью, увеличивается. Это объясняется тем, что площадь поверхности части шара, концентрически вложенного в шар большего радиуса, всегда меньше площади части последнего, если концы участков ограничены одними радиусами. Поэтому повышенное седиментное давление геосинклинального блока, ограниченного разломами, распределяется на сравнительно меньшей площади, что, естественно, повышает его удельный эффект.

Как известно, чаще всего следы гипогенной деятельности тяготеют к границам геологических структур, таких как суша — море, горы — впадины, осевые части хребтов, т. е. к определенным, ограниченным по площади территориям. Но почему нагрев в зоне упругого взаимодействия двух земных сфер возможен лишь на ограниченном по площади и глубине пространстве? Вероятно, потому, что взаимодействует здесь колеблющееся в объеме тело эллипсоидальной формы с радиусом около 6300 км с хрупкой оболочкой сфероидальной формы с радиусом около 70 км. При этом хрупкая оболочка неравномошным чехлом одевает тело, обладающее веществом, весьма плотным и мало реагирующим (десятки сантиметров) на приливные илы. Естественно поэтому, что слой расплава, образованный от сжатия, не может быть мощным и не одевает поверхность мантии сплошь. Расплав может тяготеть лишь к зонам контрастного давления, т. е. к ослабленным зонам, фиксируемым в земной коре глубинными разломами, гравитационными аномалиями, наконец, мантийными неоднородностями.

Итак, можно предполагать, что участки астеносферы и ослабленные зоны формируются там, где снимается запрет давлением и имеется разлом и возрастает температура, достигающая теплоты плавления. Однако, как известно из теории пластичности, функциональная зависимость деформации тел от напряжений и температуры не определена. Нет единого закона, который бы отражал все важнейшие предпосылки протекания пластических деформаций, происходящих в условиях грандиозных и меняющихся давлений и температур земных недр. Можно лишь сожалеть о том, что для земных недр пока неустановима внутренняя энергия геологических тел и затруднено определение функций состояния глубинного вещества (энтальпия). В то же время ослабленные зоны Земли это, прежде всего, те из них, которые в своем развитии прошли этап геосинклинали. Здесь колоссальные толщи осадков выступают в качестве «давящего стержня», обладающего способностью к прогрессирующему давлению, побуждаемому активной седиментацией. Можно предположить, что возрастающее седиментное давление в определенных местах превалирует над глубинным или складывается с ним, свидетельством чему служит геосинклинальный прогиб. В то же время упругое взаимодействие седиментного и глубинного давлений с неизбежностью сопровождается разогревом и температурным расширением взаимодействующих между собой масс. И на этапе, когда разогрев приведет к плавлению погребенного, растущего в объеме вещества и когда это плавление охватит мощную его толщу, сделав ее более пластичной, происходит геологически быстрое инверсионное развитие геосинклинали, охваченной уже горообразованием. Недаром все горные системы, образованные, по-видимому, таким путем, в своей осевой части сложены массивами глубинного магматического вещества, тогда как с удалением от них начинают господствовать массивы осадочных пород ранней геосинкли-

Площади континентов и присущих им крупнейших низменностей (округленно)

Континент, низменности	Площадь, млн. км ²	
	низменности	континента
Южная Америка, Паранская и Амазонская	7,0	17,8
Северная Америка, Полярная и Приатлантическая	3,0	24,2
Азия, Западно-Сибирская, Прикаспийская, Восточно-Китайская, Южно-Китайская, Персидская, Яно-Кольмская, Таймырская, Индская, Гангская	10,0	43,5
Африка, Алжирская, Сенегальская, Мавританская	2,0	30,1
Европа, Северо-Европейская, Русская вместе с Причерноморской и Трансильванской	8,0	14,0
Австралия, Южно- и Северо-Австралийская	3,0	7,4

П р и м е ч а н и е. Области преобладания аккумуляции составляют на суше около 45% ее территории.

нальной стадии, сменяемые еще далее к периферии зоны горообразования массивами все более молодых осадочных пород. Что это так, можно проследить на всех альпийских системах горообразования, у которых в сердце гор господствуют магматические, затем юрские, затем меловые и, наконец, палеогеновые и неогеновые, все менее деформированные осадочные образования.

Совсем иначе, путем эпейрогенеза, т. е. поднятий и опусканий, в которые вовлекаются громадные площади континентов, эволюционируют области спокойного осадконакопления или жесткие массивы, образованные древними, давно консолидированными породами. В этих областях и массивах наблюдается, по-видимому, приращение или сокращение объема масс внутриатомной природы. Простейшими примерами в этом отношении можно считать крупнейшие внутриконтинентальные равнины и низменности (табл. 3) и другие, более мелкие впадины и котловины Земли.

По-видимому, развивающееся на этих территориях взаимодействие седиментации и глубинной упругости имеет длительную однонаправленную тенденцию, а осадконакопление эволюционно поддерживается архимедовыми силами планеты. Поэтому в пределах большей части обширных равнин и низменностей тектонические противоречия разрешаются спокойно, хотя и не обходится без разломов. Однако здесь унаследованность структурного древнего плана если и нарушается, то не настолько, чтобы выражаться в полной обращенности рельефа и слагающих его пород.

Следовательно, как в горах, так и на плато и низменностях глобальные нарушения упругого равновесия в первом случае между коровыми и мантийными, а во втором — между мантийными силами находят себе разное по генезису, масштабам и времени, но сходное по форме выражение, фиксируемое сменяющими друг друга эпохами выравнивания и врезания, поднятия и опускания, т. е., иными словами, тектоническими циклами рельефообразования. Как известно [Кинг, 1972], тектонический цикл подразумевает развитие складчатого пояса по этапам от доорогенного через орогенный к посторогенному. Эти этапы — вполне реальные исторические подразделения целостного тектонического цикла с определенной, взаимообусловленной сменой событий: вначале отложение морских осадков большой мощности доорогенного и орогенного этапов, сменяемое затем континентальным осадконакоплением в горной системе, созданной в результате инверсии рельефа в посторогенный этап. Именно в этом заключалась необратимость рельефообразования в складчатом поясе, который после орогении стабилизировался в тектоническом отношении. Такая, разумеется, не всегда правильная последовательность событий характеризует необратимое, разное от места к месту и во времени развитие геосинклинали.

Понятие геосинклинали впервые было предложено Дж. Холлом еще в 1859 г. Оно предполагало, что повышенные нагрузки осадочных пород в совокупности с прогибанием субстрата делают возможным формирование собственно геосинклинали, причем в самом широком — не канонизированном понимании, и последующую орогению. Здесь постулируется традиционное определение геосинклинали, аналогичное тому, которое сделал Ф. Кинг: «Геосинклиналь — это тектонически неустойчивые линейные прогибы, в которых накапливались осадочные и вулканогенные породы обычно большей мощности, чем в соседних кратонах» (участках земной коры, находящихся в стабильном состоянии) (с. 114). Нужно считать правильным подчеркивание Ф. Кингом тезиса о том, что указанные линейные прогибы могут быть весьма разнообразными и по форме, и по типу. Итак, главным фактором в развитии горного рельефа на месте прогиба можно гипотетически считать упругое взаимодействие глубинного и седиментного давлений, определяющих разогрев недр на той глубине, на которой суммарное давление, результирующее от алгебраической суммы глубинного и седиментного давлений, проявит должный эффект сжатия. Но само по себе сжатие и обусловленный им разогрев, очевидно, не могут привести к инверсионному развитию геосинклинали и горообразованию. Для этого нужны проявления более мощных сил, которые скрыты в глубоких недрах Земли. Что это так, свидетельствуют существенно вулканогенные островные дуги, развивающиеся в ближайшем пространственном сочтении с глубоководными желобами. На первый взгляд кажется, что здесь седиментное давление не так велико, как, например, в дельтах рек типа Меконга или на низменностях типа Амазонской или, наконец, у внутренних окраинных морей типа Японского, т. е. в современных геосинклинальных условиях. Но это только на первый взгляд. Вспомним, что большая часть глубоководных желобов приурочена к краям континентов. Нельзя не учитывать, что вдоль всех без исключения желобов проходят пограничные между континентами и океаном глубинные разломы. Очевидно, эти зоны можно считать наиболее тектонически ослабленными. По-видимому, в таких зонах проявляется эффект некомпенсированного оттока глубинных масс. В результате этого оттока происходит внедрение выдавливаемой по краям континентов магмы и образование вулканических островов, по пористой периферии которых из-за изъятия вещества образуется гравитационная (отрицательная) аномалия, обозначенная в рельефе желобом.

В обсуждении проблемы остается проиллюстрировать масштаб и периодичность глубинных процессов при образовании гор на месте геосинклиналей. Для этого необходимо обратиться к фактам, связанным с глобальным проявлением альпийского тектонического цикла. Рассмотрим наиболее грандиозный альпийский пояс Гималайской горной системы [Кришнан, 1954]. Здесь геократический этап начался в верхнем эоцене (около 30 млн. лет назад), когда морские осадки огромной мощности были смяты в складки и подняты над уровнем моря. Поднятие Гималайских гор происходило в течение четырех крупных периодов горообразования, разделенных периодами относительного покоя: первое поднятие произошло в верхнем эоцене, второе — в среднем миоцене; эти два поднятия были наиболее мощными, третье — слабое — в конце плиоцена и, наконец, четвертое, наиболее слабое — в плейстоцене. Следует подчеркнуть, что одновременно с поднятиями Гималаев начала развиваться и опускаться Индо-Гангская низменность. Соотношение поднятий (5—6 км) и опусканий (3 км), как видно, вполне соразмерно. Пример Гималаев дает полное основание утверждать, что масштаб действия глубинных сил при инверсионном развитии рельефа был впечатляющим. Развитие смежного с поднятием опускания дает также основание предполагать наличие рекомпенсационного прогиба, образовавшегося в результате выброса в разлом в ходе инверсии.

Итак, можно констатировать, что глобальное рельефообразование происходит на Земле циклично, в зависимости от накопления и разрешения глубинных взаимодействий, связанных с силовыми полями Земли, Солнца и Космоса. Этапы рельефообразования закономерно следуют один за другим, превалирующе однозначно проявляясь в масштабе всей планеты. Однако вследствие действия инерционных сил отдельные эпохи рельефообразования от места к месту не совпадают по времени. Можно также с уверенностью говорить о том, что существует предельность восходящего и нисходящего рельефа, связанная с истощением силовых противоречий. Весьма сильно схематизируя явление, можно предполагать, что под влиянием глобальных причин сложившиеся в определенный этап условия существования земных сфер становятся невозможными, и начинается всеземная перестройка их состава, формы и состояния, которая способна привести в конечном счете к минимуму затрат энергии на поддержания относительно устойчивого в ограниченном времени нового соотношения этих сфер во внутреннем и внешнем силовых полях.

Цикличность как форма эволюции Земли отражает, по сути, пульсационный ход развития планеты. Как известно, пульсационная теория развития Земли постулировалась у нас в стране М. А. Усовым (1940) и В. А. Обручевым (1940). В то время она не нашла своего законченного обоснования из-за неразрешимых противоречий, якобы связанных с фазовыми переходами вещества и стабильностью земного радиуса по крайней мере с пермского времени. По поводу первого можно сказать лишь то, что фазовые превращения в силовом поле Земли, образующемся при электромагнитных взаимодействиях, действительно пока не совсем изучены. Однако имеются указания [Земля, 1974], что земной радиус может изменяться со скоростью около 0,1 см/год. Если принять продолжительность периода тектогенеза за 100 млн. лет, что в определенной мере может вытекать из анализа ранних фанерозойских этапов горообразования, то изменения радиуса за этот период могут достигать 100 км. А это уже весьма существенное расширение планеты. Как известно, каледонская (500—600 млн. лет назад), герцинская (300 млн. лет назад) и последняя альпийская (30 млн. лет назад) эпохи горообразования не являются исключением из правил эволюции Земли. А это означает, что глобальная цикличность, отмеченная расширением, — объективный факт. Не менее объективны факты сжатия планеты. Достаточно сослаться на Карту поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР (1972), где имеются строгие доказательства о неоднократных периодах пенецпенлизации. Такой, например, глобальной эпохой выравнивания и формирования зональных кор выветривания полного профиля с преобладанием красноцветных можно считать эпоху подавляющего господства на Земле морских условий, мягкого ровного климата и широкого распространения латеритов, начиная с верхней юры до палеогена включительно [Страхов, 1948]. Сменившая мезокайнозойскую эпоху выравнивания эпоха альпийского горообразования привела к нынешнему состоянию планеты с наличием: мантийных неоднородностей и проектирующихся на них горных сооружений; повсеместных изостатических аномалий, начинающих рассасываться и маркирующих в основном области контрастного рельефа и проявлений сейсмоструктоники; преобладающих на суше областей сноса (около 55—60%). Внешним отражением и наследием эпохи расширения может служить, вероятно, процесс замедления вращения [Манк, Макдональд, 1964; Стейси, 1972; Сидоренков, 1975], отличие геоида от эллипсоида вращения, широкое еще развитие гравитационных и других геофизических аномалий, контрастность рельефа и другие факты, унаследованные от альпийской эпохи. Однако наблюдаются и другие факты, говорящие о вступлении планеты в совершенно иной этап развития. Можно считать, что пик восходящего развития уже преодолен на Земле, так как именно с ним было связано максимальное

наземное оледенение среднего плейстоцена. Инерционные силы предопределили смещение пика подземного оледенения на верхний плейстоцен, тогда как в настоящее время, по-видимому, мерзлота начинает деградировать. О том, что пик расширения пройден, говорят факты опускания экваториальных берегов Мирового океана (более 51%), а также разрастания переходных планетарных форм, свидетельствующих о начале глобального океанского выравнивания дна [Леонтьев, 1975; Леонтьев и др., 1976, 1977]. Можно предполагать, что наше время — это геологический период перехода от расширения к сжатию в самом его начале. Глобальные последствия этого таковы, что могут повлечь за собой понижение рельефа Земли за счет денудации горных сооружений; общее выравнивание и потепление климата; упорядочение глобального водообмена и сосредоточение поверхностных вод в акваториях; упрощение ландшафтных поясов Земли и общее улучшение биосферных условий, если, конечно, человечество примет для этого соответствующие меры по зональной опеке географической среды.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев А. С. Методы интерпретации сейсмических наблюдений. — Вестн. АН СССР, 1978, № 5, с. 22—31.
- Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М.: Наука, 1966. 138 с.
- Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
- Богданов Ю. А., Калинин П. А., Николаев С. Д. Происхождение и развитие океана. М.: Мысль, 1978. 157 с.
- Валяев Б. М. Роль разломов в нефтегазонакоплении. — В кн.: Разломы земной коры. М.: ГИН АН СССР, 1976, с. 43—46.
- Гвоздский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Дерягин Б. В. Электромагнитная природа молекулярных сил. — Природа, 1962, № 4, с. 20—25.
- Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 247 с.
- Земля Т. 1, 2/Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейк Л., Вархафтиг К., Файф У. М.: Мир, 1974. 392 с. 844 с.
- Зорин Л. В. Формирование компенсационного и бронированного рельефа в бассейне р. Алдана при остывании интрузий большого объема. — В кн.: География и геоморфология Азии. М.: Наука, 1969, с. 114—119.
- Калинин Г. П., Клиге Р. К., Бреслав Е. И. К расчету колебаний среднего уровня океана. — Водные ресурсы, 1974, № 1, с. 3—15.
- Карта мира. М. 1: 20 000 000. М.: Изд. Глав. гидрограф. упр. МО СССР, 1967.
- Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. М 1: 2 500 000/Под ред. И. П. Герасимова и А. В. Сидоренко. М.: ГУГК, 1972.
- Кинг Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
- Кинг Ф. Б. Тектоника Северной Америки. М.: Мир, 1972. 270 с.
- Кларк С. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 543 с.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М.: ИЛ, 1954. 424 с.
- Кусков О. К., Попов А. А. О новых экспериментальных работах в области геохимии глубинных процессов (хроника). — Геохимия, 1976, № 10, с. 1582—1599.
- Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1975. 100 с.
- Леонтьев О. К. Геодинамика морфоструктур дна океанов на новейшем этапе развития земной коры. — В кн.: Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М.: Наука, 1975, с. 72—77.
- Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Соловьева Г. Д. О современных относительных вертикальных движениях берегов Мирового океана. — В кн.: Географ. исслед. в МГУ. М.: Изд-во Моск. ун-та 1976, с. 66—79.
- Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Пикифоров Л. Г., Соловьева Г. Д. Современные относительные вертикальные движения берегов Мирового океана. — В кн.: Тезисы докл. I съезду сов. океанологов. М.: Наука, 1977, с. 185—196.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 215 с.
- Любимова Е. А. О термической истории Земли и ее геофизических последствиях. — Докл. АН СССР, 1956, т. 107, № 1, с. 55—58.
- Любимова Е. А., Поляк В. Г. и др. Обзор данных по тепловым потокам СССР. — В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Сб. № 12. М.: Наука, 1973, с. 154—195.

- Магницкий В. А., Калашикова И. В., Сидоров В. А. Некоторые особенности современных вертикальных движений земной коры и проблемы их интерпретации. — В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, № 5, с. 155—158.
- Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли М.: Мир, 1964. 384 с.
- Мартьянов П. Е. Энергия Земли. Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1968. 84 с.
- Меняйлов А. А. Динамика и механизм извержений Ключевского вулкана в 1937—1938 гг. М., 1940. 136 с.
- Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеопиздат, 1974. 664 с.
- Монин А. С. История Земли. Л.: Наука, 1977. 228 с.
- Назаров Г. Н. Оледенения и геологическое развитие Земли. М.: Недра, 1971. 152 с.
- Обручев В. А. Пульсационная гипотеза геотектоники. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 1, с. 12—31.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М.: Мир, 1967. 299 с.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3, с. 36—54.
- Сидоренков Н. С. Неравномерность вращения Земли по данным астрономических наблюдений. — Астроном. журн., 1975, т. 5, вып. 5, с. 1108—1112.
- Стейси Ф. Физика Земли. М.: Мир, 1972. 342 с.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии. Ч. 1, 2. М.: Гостеолитиздат, 1948, 255 с., 396 с.
- Строев П. А. Южный океан и Антарктида по гравиметрическим данным. М.: Наука, 1972. 104 с.
- Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. 532 с.
- Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 2, с. 342—344.
- Усов М. А. Структурная геология. М.—Л.: Гостеолитиздат, 1940. 136 с.
- Федотов С. А., Хренов А. П., Чирков А. М. Большое трещинное толбачинское извержение 1975 г. Камчатка. — Докл. АН СССР, 1976а, т. 228, № 5, с. 1193—1197.
- Федотов С. А., Горельчик В. И., Степанов В. В. Сейсмологические данные о магматических очагах, механизме и развитии базальтового трещинного толбачинского извержения в 1975 г. на Камчатке. — Докл. АН СССР, 1976б, т. 228, № 6, с. 1407—1411.
- Хитаров Н. И. Физико-химические особенности глубинных процессов и вопросы глобальной тектоники. М.: Наука, 1976. 23 с.
- Ходьков А. Е., Валунюкис Г. Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1968. 216 с.
- Шипулин Ф. К. Об энергии интрузивных процессов. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М.: Наука, 1969, с. 81—91.

В. С. Порядин

СТОХАСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ В МОРФОСТРУКТУРНОМ АНАЛИЗЕ

Стохастическая модель рельефа. В работах В. П. Бухарцева (1962), И. П. Шарапова (1967), В. С. Порядина (1974) показано, что высоту рельефа участка земной поверхности можно рассматривать в качестве случайной величины (СВ) с функцией $F(h) = P(N < h)$ и плотностью $f(h) = F'(h)$ распределения такими, что

$$f(h) \geq 0, \int_{\alpha}^{\beta} f(h) dh = 1, h \in (\alpha, \beta),$$

где P — вероятность; h — некоторое значение N ; α и β — соответственно наименьшее и наибольшее значение высоты участка. При этом любой участок рельефа имеет один и только один закон (функцию или плотность) распределения, и в этом смысле функции $F(h)$ или $f(h)$ являются стохастическими моделями данного рельефа. Закон распределения высоты дает возможность вполне однозначно определить среднее (математическое ожидание m_N) наиболее вероятное (мода M_N) значение высоты, расчлененность рельефа (дисперсию D_N или стандарт $\sigma_N = \sqrt{D_N}$), а также характеристики асимметрии A_N и эксцесса E_N , определяющие соотношение

в рельефе малых, средних и больших высот. Значение и методы вычисления названных характеристик освещаются, например, у Е. С. Вентцель (1969).

Законы распределения высоты рельефа и их числовые характеристики имеют глубокий геоморфологический смысл. Можно показать, что функция и плотность распределения, например высоты склона, тесно связана с такими его характеристиками, как форма профиля и крутизна. Поскольку рельеф, как справедливо замечает С. С. Воскресенский (1971), представляет собой сочетание склонов различной крутизны, распределение высоты рельефа есть не что иное, как система распределений высоты образующих рельеф склонов.

Исследования И. П. Шарапова (1967) и наш анализ показывают, что высота рельефа земной поверхности может быть распределена по самым различным законам. Однако во всем этом многообразии можно выделить несколько типов, классов и видов распределений, имеющих общие черты. По признаку модальности распределения можно разбить на четыре типа: амодальные, модальные, антимодальные и полимодальные. Внутри каждого типа выделяются классы распределения: симметричные ($A_H = 0$), положительно-асимметричные ($A_H > 0$) и отрицательно-асимметричные ($A_H < 0$). Каждое из них характеризует определенные типы рельефа (см. таблицу).

Амодальное симметричное (равномерное) распределение характерно, например, для высокогорного рельефа [Шарапов, 1967]. Амодальные асимметричные распределения указывают на наличие в рельефе одной поверхности выравнивания, которая при положительной асимметрии является базисной, а при отрицательной — вершинной. В первом случае в рельефе резко преобладают широкие долины с вогнутыми склонами, над которыми возвышаются отдельные разновысотные останцы. Во втором — рельеф представляет собой плато, прорезанное узкими ущельями с выпуклыми склонами. Модальные распределения характеризуют рельеф также с одной поверхностью выравнивания, находящейся, однако, в среднем ярусе рельефа. Она располагается точно на уровне средней высоты m_H для симметричных, ниже m_H для положительно-асимметричных и выше m_H для отрицательно асимметричных распределений. Во всех случаях модальные распределения моделируют рельеф, испытавший выравнивание, прерванное затем новым эрозионным врезом. Антимодальные распределения присущи рельефу с двумя поверхностями выравнивания (вершинной и базисной), например участкам столовых гор с широкими долинами. При этом значение асимметрии указывает на соотношение этих поверхностей: при $A_H = 0$ их развитие одинаково, при положительной асимметрии более широко развита базисная, а при отрицательной — вершинная поверхности. Наконец, полимодальные распределения характеризуют многоярусный рельеф с числом поверхностей выравнивания, равным числу мод.

Законы распределения высоты рельефа и их числовые характеристики могут быть использованы для морфометрических классификаций и решения практических задач морфоструктурного анализа, связанных с получением обобщенных характеристик рельефа и проверкой статистических гипотез о их равенстве (неравенстве). Особенно большую морфоструктурную нагрузку несет дисперсия (расчлененность рельефа), которая зависит от сложности геологического строения и тектонической активности участка [Шорядин, 1974].

Стохастическая модель морфоструктуры. Положения предыдущего раздела можно перенести на тектоническую структуру, выраженную в высотных отметках маркирующего горизонта C . Тогда рельеф и тектоническую структуру участка земной поверхности можно рассматривать как систему СВ (H, C), которая, помимо характеристик каждой из входящих

Области значений числовых характеристик простых распределений высоты и соответствующие им типы рельефа

Распределение		Значения характеристик				Краткая характеристика типов рельефа				
Тип	Класс (вид)	σ_H	E_H	A_H	m_H					
Аномальные	Симметричное (равномерное)	$\leq (\beta - \alpha)/2\sqrt{3}$	$\geq -1,2$	-1,2	0	$< (\alpha + \beta)/2$	Тип 1. Абсолютно расчлененный рельеф, образованный плоскими склонами, не содержащий поверхностей выравнивания (ПВ)			
	Положительно асимметричное				> 0	$< (\alpha + \beta)/2$				
	Отрицательно асимметричное			< 0	$> (\alpha + \beta)/2$					
Модальные	Симметричное			$< (\beta - \alpha)/2\sqrt{3}$	$> -1,2$	-1,2		0	$(\alpha + \beta)/2$	Рельеф с одной ПВ
	Положительно асимметричное					> 0		$< (\alpha + \beta)/2$		
	Отрицательно асимметричное					> 0		$> (\alpha + \beta)/2$		
Антимодальные	Симметричное	$> (\beta - \alpha)/2\sqrt{3}$	$< -0,6$	-1,2	0	$(\alpha + \beta)/2$	Рельеф с двумя (вершинной и базисной) ПВ			
	Положительно асимметричное			> 0	$< (\alpha + \beta)/2$					
	Отрицательно асимметричное			< 0	$> (\alpha + \beta)/2$					
<p>Тип 2. ПВ является базисной. Над ней возвышаются отдельные разновысотные останцы. Рельеф тем ближе к горизонтальной поверхности, чем больше значения принимает E_H и чем меньше $-\sigma_H$.</p> <p>Тип 3. ПВ является вершинной. Она слабо расчленена редкими долинами. Рельеф тем ближе к горизонтальной поверхности, чем больше значения принимает E_H и чем меньше $-\sigma_H$.</p> <p>Тип 4. ПВ расположена на уровне средней высоты. Объемы возвышающихся над ней останцов и эрозионного вреза равны. ПВ развита тем шире, чем больше значения принимает E_H и чем меньше $-\sigma_H$.</p> <p>Тип 5. ПВ расположена в нижнем ярусе, но выше базиса денудации. Возвышающиеся над ПВ массы остаточного рельефа превышают объем денудационного вреза. Это превышение тем значительнее, чем больше значение A_H. Рельеф тем ближе к горизонтальной поверхности, чем больше значение E_H и чем меньше $-\sigma_H$.</p> <p>Тип 6. ПВ расположена в верхнем ярусе, но ниже вершинной поверхности. Объем вреза в ПВ превышает таковой остаточного рельефа тем значительнее, чем меньше значения принимает A_H. Рельеф тем ближе к горизонтальной поверхности, чем больше значения принимает E_H и чем меньше $-\sigma_H$.</p> <p>Тип 7. Соотношение базисной и вершинной поверхностей равно. Поверхности развиты тем более широко, чем меньше значения принимают E_H и σ_H.</p> <p>Тип 8. Базисная поверхность развита шире вершинной. Это преобладание тем значительнее, чем больше значения принимает A_H.</p> <p>Тип 9. Вершинная поверхность развита шире базисной. Это преобладание тем значительнее, чем меньше значения принимает A_H.</p>										

в нее величин, имеет системные закон распределения $f(h, c)$ и характеристики связи — коэффициент корреляции $r_{НС}$, определяющий меру линейной зависимости H от C и пару корреляционных отношений $\eta_{НС}$ и $\eta_{СН}$, являющихся показателями нелинейной зависимости соответственно H от C и C от H . Система СВ считается независимой, если $f(h, c) = f_1(h)f_2(c)$, где $f_1(h)$ и $f_2(c)$ — соответственно плотности распределения случайных величин H и C . Для независимых СВ все характеристики связи тождественно равны нулю. При $f(h, c) \neq f_1(h)f_2(c)$ по крайней мере одна из них оказывается отличной от нуля, и в системе (H, C) существует какая-то зависимость. При этом возможны следующие отображения рельефа и тектонической структуры друг в друге: взаимное, если $\eta_{НС} \neq 0$, $\eta_{СН} \neq 0$; одностороннее C в H , если $\eta_{НС} \neq 0$, $\eta_{СН} = 0$; одностороннее H в C , если $\eta_{НС} = 0$, $\eta_{СН} \neq 0$.

Под морфоструктурой автор вслед за И. П. Герасимовым (1946, 1978) и Ю. А. Мещеряковым (1965) понимает «...выраженные в рельефе геологические структуры, или комплексные орографические и тектонические образования» (с. 17). Отсюда, морфоструктуру можно определить как такую систему (H, C) , в которой по крайней мере тектоническая структура находит какое-то отображение в рельефе. По направлению отображения в системе (H, C) выделяются морфоструктуры с односторонним ($\eta_{НС} \neq 0$, $\eta_{СН} = 0$) и взаимным ($\eta_{НС} \neq 0$, $\eta_{СН} \neq 0$) отображением. Среди последних различаются морфоструктуры с равносильным ($\eta_{НС} = \eta_{СН}$) и неравносильным ($\eta_{НС} \neq \eta_{СН}$) отображением. На рис. 1 приведена классификация морфоструктур с односторонним и взаимным равносильным отображением C в H в зависимости от значений корреляционного отношения $\eta_{НС}$ и коэффициента корреляции $r_{НС}$. При $\eta_{НС} = 1$ имеет место детерминистическая зависимость рельефа от структуры, при $\eta_{НС} < 1$ — стохастическая. Морфоструктуры первого класса характеризуются таким соотношением структуры и рельефа, при котором каждому значению высоты маркирующего горизонта соответствует одно строго определенное значение высоты земной поверхности. Следует признать, что детерминистических морфоструктур в природе практически нет и они интересны в чисто теоретическом плане. В подавляющем большинстве случаев мы имеем дело со стохастическими морфоструктурами, в которых определенному значению величины C соответствует не одно, а группа (или интервал) значений величины H , распределенных с условной плотностью $f(h|c)$.

По соотношению абсолютных значений корреляционного отношения и коэффициента корреляции детерминистические и стохастические морфоструктуры делятся на морфоструктуры с линейной ($\eta_{НС} = |r_{НС}|$) и нелинейной ($\eta_{НС} > |r_{НС}|$) связью. Морфоструктуры с линейной зависимостью H и C довольно легко идентифицируются визуально, чего не скажешь о морфоструктурах с нелинейной связью, которая может принимать весьма сложный вид. В зависимости от того, какое значение и знак принимает коэффициент корреляции, морфоструктуры с линейной связью (простые) делятся на прямые и обращенные, а с нелинейной — на прямые, обращенные и сложные. Прямые морфоструктуры характеризуются положительными значениями $r_{НС}$, т. е. таким соотношением величин H и C , при котором положительным тектоническим структурам соответствуют положительные формы рельефа, а отрицательным — отрицательные. В обращенных морфоструктурах ($r_{НС} < 0$) соотношение структур и форм рельефа обратное. Сложные морфоструктуры ($r_{НС} = 0$) не имеют столь однозначного соответствия тектонической структуры и форм рельефа, поэтому их выделение без корреляционного анализа вообще невозможно.

В принципе аналогично построение модели многоярусной морфоструктуры $(H, C_1, C_2, \dots, C_n)$.

М О Р Ф О С Т Р У К Т У Р Ы										Атектонический рельеф $\eta_{НС} = 0$	
$0 < \eta_{НС} \leq 1$											
С то х а с т и ч е с к и е $0 < \eta_{НС} < 1$					Д е т е р м и н и с т и ч е с к и е $\eta_{НС} = 1$						Класс связи Н и С
С нелинейной связью Н и С $\eta_{НС} > \tau_{НС} $		С линейной связью Н и С $\eta_{НС} = \tau_{НС} $			С нелинейной связью Н и С $\eta_{НС} > \tau_{НС} $		С линейной связью Н и С $\eta_{НС} = \tau_{НС} $				Тип связи Н и С
Сложные (полупрямые полуобращенные) $\tau_{НС} = 0$	Простые $ \tau_{НС} > 0$		Простые $ \tau_{НС} > 0$		Сложные (полупрямые полуобращенные) $\tau_{НС} = 0$	Простые $ \tau_{НС} > 0$		Простые $ \tau_{НС} = 1$			Вид связи Н и С
	Обращенные $\tau_{НС} < 0$	Прямые $\tau_{НС} > 0$	Обращенные $\tau_{НС} < 0$	Прямые $\tau_{НС} > 0$		Обращенные $\tau_{НС} < 0$	Прямые $\tau_{НС} > 0$	Обращенные $\tau_{НС} = -1$	Прямые $\tau_{НС} = 1$		
											Примеры графиков зависимости $H = f(C)$
											Статистические профили некоторых видов морфоструктур

Рис. 1. Классификация морфоструктур. На профилях более жирной линией обозначен маркирующий горизонт.

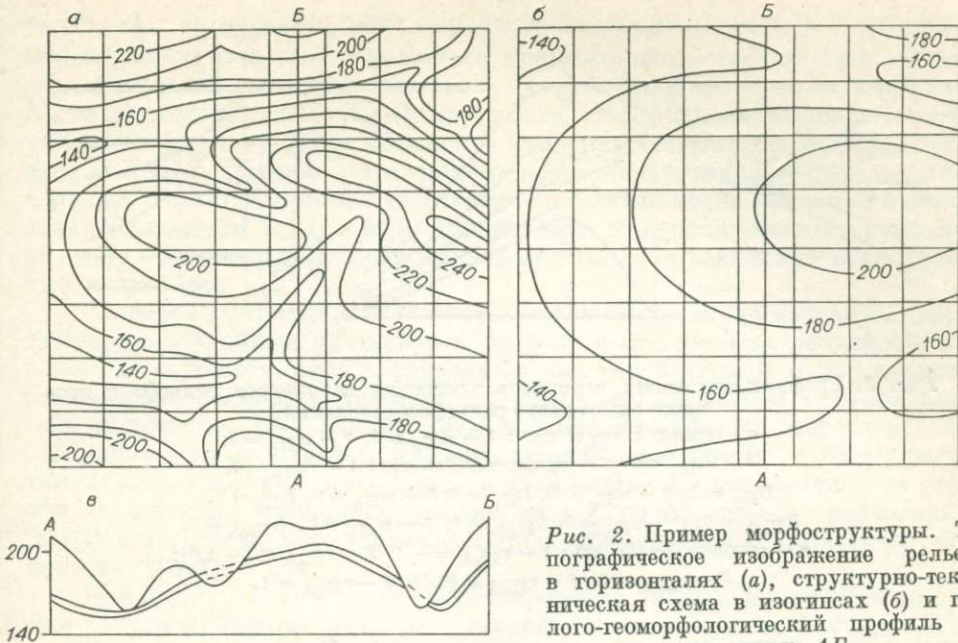


Рис. 2. Пример морфоструктуры. Топографическое изображение рельефа в горизонталях (а), структурно-тектоническая схема в изогонсах (б) и геолого-геоморфологический профиль (в) по линии АБ.

На рис. 2 приведен пример простой прямой морфоструктуры со стохастической взаимной равносильной нелинейной зависимостью между рельефом и тектонической структурой ($r_{НС} = 0,42$, $\eta_{НС} = 0,73$, $\eta_{СН} = 0,74$).

Информационная модель морфоструктуры. Как и любая непрерывная случайная величина, высота рельефа участка земной поверхности может быть охарактеризована энтропией

$$S(H) = - \int_{\alpha}^{\beta} f(h) \log f(\bar{h}) dh,$$

которая является мерой неопределенности, неоднородности, «разнообразия» системы или объекта — в данном случае рельефа. Аналогично может быть вычислена энтропия тектонической структуры $S(C)$ того же участка. Считается [Вентцель, 1969], что полное количество информации I , хранящейся в системе, равно ее энтропии, т. е. $I_H = S(H)$, $I_C = S(C)$.

В морфоструктурном анализе представляется интересным оценить количество информации, содержащейся в рельефе, о тектонической структуре. В общем случае энтропия сложной системы $S(H, C)$ определяется как $S(H, C) = S(H) + S(C|H)$, где $S(C|H)$ — полная (средняя) условная энтропия системы «структура» относительно системы «рельеф», причем

$$S(C|H) = - \int_{\alpha}^{\beta} \int_{\gamma}^{\delta} f(h, c) \log f(c|h) dhdc,$$

где $f(h, c)$ — плотность распределения системы случайной величины (H, C) ; $f(c|h)$ — условная плотность распределения величины C ; γ и δ — наименьшая и наибольшая отметки маркирующего горизонта. Величина $S(C|H)$ характеризует степень неопределенности системы «структура», остающуюся после того, как состояние системы «рельеф» полностью определено. В частном случае, когда системы H и C независимы, $S(C|H) = S(C)$ и $S(H, C) = S(H) + S(C)$. В общем случае $S(H, C) \leq S(H) + S(C)$. Отсюда следует, что энтропия сложной системы достигает макси-

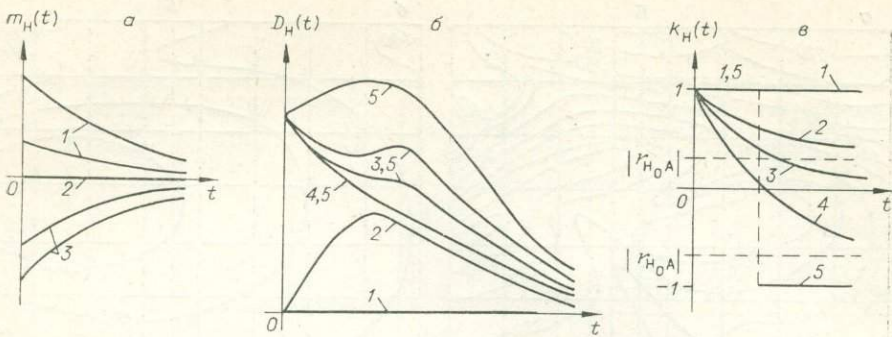


Рис. 3. Графики некоторых вариантов изменения параметров рельефа в процессе экзогенного рельефообразования.

- а — графики $m_H(t)$ для : 1 — $m_{H_0} > 0$; 2 — $m_{H_0} = 0$;
 3 — $m_{H_0} < 0$; б — графики $D_H(t)$ для : 1 — $m_{H_0} = 0$,
 $D_{H_0} = 0$; 2 — $m_{H_0} \neq 0$, $D_{H_0} = 0$; 3 — $m_{H_0} \neq 0$, $D_{H_0} \neq 0$,
 $R_{H_0 A} = 0$; 4 — $m_{H_0} = 0$, $R_{H_0 A} \neq 0$; 5 — $m_{H_0} \neq 0$, $R_{H_0 A} \neq 0$.
 в — графики $k_H(t)$ для : 1 — $r_{H_0 A} = -1$; 2 — $r_{H_0 A} \in [-1, 0]$;
 3 — $r_{H_0 A} = 0$; 4 — $r_{H_0 A} \in [0, 1]$; 5 — $r_{H_0 A} = 1$.

му тогда, когда ее компоненты независимы. Если же одна из систем полностью определяет другую, то $S(H, C) = S(H) = S(C)$.

Количество информации о системе «структура», которое дает нам наблюдение системы «рельеф», $I_{H \rightarrow C}$ определяется как уменьшение энтропии системы С в результате получения сведений о системе H : $I_{H \rightarrow C} = S(C) - S(H|C)$. Вообще можно доказать [Вентцель, 1969], что и система «структура» содержит такое же количество информации о системе «рельеф», т. е. $I_{H \rightarrow C} = I_{C \rightarrow H}$, на основании чего можно ввести понятие о полной взаимной информации $I_{H \leftrightarrow C} = I_{H \rightarrow C} = I_{C \rightarrow H}$.

Таким образом, с помощью аппарата теории информации в структурной геоморфологии возможно решение задач по определению энтропии (неоднородности) рельефа, тектонической структуры, морфоструктуры, и вычислению количества информации, содержащейся в них. Например, морфоструктура (рис. 3) имеет следующие информационные характеристики (в битах): $S(H) = 2,42$; $S(C) = 1,96$; $S(H, C) = 3,6$; $I_{H \leftrightarrow C} = 0,78$.

Динамическая модель рельефа. Процесс рельефообразования в пределах какого-либо участка земной поверхности можно моделировать случайной функцией времени $H(t)$ с математическим ожиданием $m_H(t)$, дисперсией $D_H(t)$ и корреляционной функцией $K_H(t, t')$. При этом $m_H(t)$ характеризует изменение во времени средней высоты, $D_H(t)$ — расчлененности рельефа, а $K_H(t, t')$ — тесноту линейной корреляционной зависимости между состояниями рельефа, относящимися к различным моментам времени t и t' . Если зафиксировать значение аргумента $t' = 0$, корреляционная функция становится зависимой только от аргумента t , т. е. $K_H(t, 0) = K_H(t)$, и тогда она характеризует корреляционную связь между начальным и всеми последующими состояниями рельефа — своего рода «наследственного» в его развитии. Функция $K_H(t)$, помимо силы связи между сечениями процесса H_0 и $H(t)$, определяет совместную дисперсию этих сечений, поэтому часто удобнее пользоваться нормированной корреляционной функцией $k_H(t) = K_H(t) / \sigma_{H_0} \sigma_H(t)$, которая характеризует «наследственность» в чистом виде.

Полезно остановиться на некоторых свойствах функций $K_H(t)$ и $k_H(t)$. В начальный момент процесса (при $t = 0$) $K_H(0) = D_{H_0}$,

$k_H(0) = 1$. В любой момент времени $K_H(t) \leq \sigma_{H_0} \sigma_H(t)$, а $|k_H(t)| \leq 1$. Обе функции на всем продолжении процесса тождественно равны нулю, если начальный рельеф представляет собой равнину. Внутри интервала $[0, \infty]$ функции $K_H(t)$ и $k_H(t)$ могут оставаться положительными (рельеф в течение всего процесса сохраняет свои первоначальные формы), обращаться в нуль (рельеф в этот момент полностью утрачивает свой первоначальный облик) и принимать отрицательные значения. В момент смены знака функциями $K_H(t)$ и $k_H(t)$ (происходит инверсия развития рельефа): на месте положительных форм начального рельефа возникают отрицательные и наоборот.

Ранее мы [Порядин, 1974] показали возможность применения аппарата теории случайных процессов к вопросу о стадийности рельефообразования. В частности, фаза определяется как такой отрезок (этап) процесса рельефообразования, в течение которого средняя высота рельефа ведет себя монотонно. Выделяются фазы восходящего ($m_H(t)$ возрастает), нисходящего ($m_H(t)$ убывает) и стабилизированного ($m_H(t) = \text{const}$) развития. В зависимости от того, как при этом ведет себя расчлененность рельефа, каждая из названных фаз может содержать стадии: расчленения ($D_H(t)$ возрастает), выравнивания ($D_H(t)$ убывает) и динамического равновесия ($D_H(t) = \text{const}$).

Вид функции $H(t)$ и ее характеристика определяются динамикой, или взаимодействием рельефа и воздействующих на него факторов. В некоторых случаях его можно установить, используя аппарат обыкновенных дифференциальных уравнений. Можно считать, что скорость \dot{H} изменения высоты рельефа в каждый момент времени равна сумме скоростей тектонических движений V_T и экзогенных воздействий V_E :

$$\dot{H} = V_T + V_E. \quad (1)$$

Многочисленными наблюдениями установлено, что скорость экзогенных воздействий (денудации и аккумуляции) в среднем прямо пропорциональна высоте рельефа относительно уровня базиса денудации (аккумуляции) и стремится приблизить существующую поверхность к этому уровню: $V_E = -AH$, где A — некоторый коэффициент пропорциональности (коэффициент экзогенных воздействий). Скорость тектонических движений V_T в общем случае является случайной функцией времени $V(t)$. Тогда уравнение (1) примет вид $\dot{H} = V(t) - AH$. Его общим решением является функция:

$$H(t) = e^{-At} \int V(t) e^{At} dt + Ke^{-At}, \quad (2)$$

где K — некоторая случайная величина, зависящая от начальных условий.

Для примера рассмотрим модель экзогенного рельефообразования. В условиях тектонического покоя $V(t) \equiv 0$ функция (2) имеет вид

$$H(t) = H_0 e^{-At}. \quad (3)$$

Для характеристик функции (3), которые, кстати, можно получить лишь приближенно, методом линеаризации, имеем систему:

$$\left. \begin{aligned} m_H(t) &= m_{H_0} e^{-m_A t} \\ D_H(t) &= e^{-2m_A t} (D_{H_0} + D_A m_{H_0}^2 t^2 - 2R_{H_0 A} m_{H_0} t) \\ K_H(t) &= e^{-m_A t} (D_{H_0} - R_{H_0 A} m_{H_0} t) \\ k_H(t) &= (\sigma_{H_0} - r_{H_0 A} \sigma_A m_{H_0} t) / \sqrt{D_H(t)} \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

Здесь m_{H_0} и m_A — математические ожидания; D_{H_0} и D_A — дисперсии; σ_{H_0} , σ_A — соответственно стандарты начальной высоты и коэффициента экзогенных воздействий; R_{H_0A} и r_{H_0A} — корреляционный момент и коэффициент корреляции системы (H_0 , A). Последние характеризуют тесноту связи между начальным рельефом и коэффициентом экзогенных воздействий и влияют на процесс, если распределение значений A обусловлено начальным рельефом. Подобная связь может возникнуть, например, при различной устойчивости горных пород к деструкции, если при этом они приурочены к определенным формам начального рельефа.

Модель (3) описывает процесс рельефообразования, конечным результатом которого является предельная равнина, располагающаяся на уровне базиса денудации (см. рис. 3). Развитие рельефа при этом может идти двумя путями: без инверсии и с инверсией.

Инверсия никогда не наступает, если выполняется неравенство $R_{H_0A}m_{H_0} \leq 0$, иначе — если, во-первых, базис денудации совпадает со средней высотой начального рельефа (денудационно-аккумулятивная зона) и, во-вторых, экзогенные агенты воздействуют на рельеф либо вне связи с его начальными формами, либо усиливают их. Безинверсионный процесс может идти по схемам всех фаз: восходящего (при $m_{H_0} < 0$), нисходящего ($m_{H_0} > 0$) и стабилизированного ($m_{H_0} = 0$) развития. Фаза стабилизированного развития содержит только одну стадию — выравнивания. Фазы восходящего и нисходящего развития могут включать от одной до трех стадий, только стадию выравнивания (при достаточно высокой расчлененности начального рельефа, т. е. при $D_{H_0} \geq m_{H_0}^2 D_A / 4m_A^2$); стадию расчленения в первой части фазы и стадию выравнивания — во второй (при $D_{H_0} = 0$); стадии выравнивания, расчленения и вновь выравнивания (в остальных случаях).

Инверсия рельефа наступает при наличии в системе (H_0A) таких связей, которые ведут к возникновению на месте начальных, противоположных им, форм рельефа. При инверсии процесс рельефообразования точкой $t = D_{H_0} / R_{H_0A}m_{H_0}$ разбивается на два этапа: доинверсионный и послеинверсионный. Каждый из них может содержать одну из фаз: восходящего (если $m_{H_0} < 0$) или нисходящего ($m_{H_0} > 0$) развития, которые включают те же стадии, что и при неинверсионном развитии.

Приведенный анализ показывает хорошее соответствие данного частного случая модели практическим наблюдениям и позволяет по-новому взглянуть на некоторые моменты теории рельефообразования. Еще более интересные выводы вытекают из анализа модели экзогенно-тектонического ($A \neq 0$, $V(t) \neq 0$) рельефообразования, которая здесь не рассматривается из-за чрезвычайно громоздкого математического аппарата.

С помощью модели (2) возможна постановка и решение задач по прогнозированию рельефообразования. Для этого прежде всего нужно иметь оценки коэффициента экзогенного воздействия. Вычисленные нами по данным П. С. Воронова (1968) и И. П. Герасимова (1970), они оказались равными: $m_A \cong 0,123$ (млн. лет)⁻¹, $D_A \cong 0,0031$ (млн. лет)⁻².

Динамическая модель морфоструктуры. Моделью развития морфоструктуры может служить нормированная корреляционная функция:

$$r_{НС}(t) = R_{НС}(t) / \sigma_H(t)\sigma_C(t), \quad (5)$$

где $\sigma_H(t)$, $\sigma_C(t)$ — стандарты случайных функций $H(t)$ и $C(t)$, характеризующих изменение во времени высоты и тектонической структуры; $R_{НС}(t)$ — их взаимная корреляционная функция. В процессе рельефообразования функция $r_{НС}(t)$ в области своих значений ($-1,1$) может оставаться постоянной, возрастать, убывать, обращаться в нуль, менять свой знак на обратный. Неизменность функции $r_{НС}(t)$ указывает на сохранение

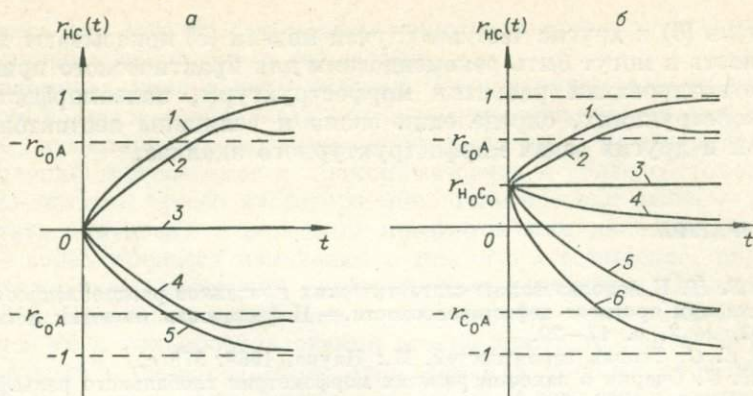


Рис. 4. Графики некоторых вариантов изменения морфоструктуры в процессе экзогенного рельефообразования в зоне денудации.

а — начальный рельеф атектоничен ($r_{H_0C_0}=0$): 1 — $r_{H_0C_0A}=-1$; 2 — $r_{C_0A} \in [-1, 0]$; 3 — $r_{C_0A}=0$; 4 — $r_{C_0A} \in [0, 1]$; 5 — $r_{C_0A}=1$. б — начальная морфоструктура неполная прямая ($r_{H_0C_0} \in [0, 1]$): 1 — $r_{C_0A}=-1$; 2 — $r_{C_0A} \in [-1, 0]$; 3 — $r_{C_0A}=-r_{H_0C_0}$; 4 — $r_{C_0A}=0$; 5 — $r_{C_0A} \in [0, 1]$; 6 — $r_{C_0A}=1$.

начальной морфоструктуры. Ее возрастание в положительной и убывание в отрицательной областях значений свидетельствует о прогрессивном развитии морфоструктуры (соответственно прямой и обращенной), а убывание в положительной и возрастание в отрицательной — о ее деградации. Обращение функции $r_{HC}(t)$ в нуль является показателем полного уничтожения связей в системе (Н, С), а смена знака — об инверсии морфоструктуры.

Анализ модели (5) вновь проведем для условий экзогенного рельефообразования. В этом случае морфоструктурообразование описывается функцией:

$$r_{HC}(t) = \frac{r_{H_0C_0}\sigma_{H_0} + r_{C_0A}\sigma_A m_{H_0} t}{\left| \sqrt{D_{H_0} + D_A m_{H_0}^2 t^2 - 2r_{H_0A}\sigma_{H_0}\sigma_A m_{H_0} t} \right|}, \quad (6)$$

где $r_{H_0C_0}$, r_{C_0A} , r_{H_0A} — коэффициенты корреляции системы случайной величины (H_0 , C_0 , A).

Модель (6) показывает, что возникновение и поддержание отображения тектонической структуры в рельефе в условиях тектонического покоя возможно лишь при условии избирательности экзогенных воздействий на рельеф, т. е. при $r_{C_0A} \neq 0$. (Попутно заметим, что тектоническое рельефообразование при его достаточной длительности всегда или сохраняет первоначальную или ведет к образованию новой прямой морфоструктуры.) В денудационно-аккумулятивной зоне ($m_{H_0} = 0$) выраженность структуры в рельефе не может возрастать. Она либо не возникает вовсе, если отсутствует в начальный момент, либо только убывает, асимптотически стремясь к нулю. В зоне денудации ($m_{H_0} > 0$) связь в системе (Н, С) может никогда не возникать; оставаться постоянной; только возрастать; только убывать; возрастать, а затем убывать; убывать, достигая нуля, а затем возрастать (рис. 4). Эти варианты теоретически вероятны и в зоне аккумуляции ($m_{H_0} < 0$). Однако в этой зоне связи в системе (C_0 , A) возникают, как правило, очень редко, поэтому практически наиболее вероятным вариантом развития морфоструктуры в данном случае будет ее неуклонная деградация.

Модель (6) и другие частные случаи модели (5) показывают хорошую адекватность и могут быть рекомендованы для практического применения при прогнозировании развития морфоструктуры, палеоморфоструктурных реконструкциях, определении знака и величины неотектонических движений и других задач морфоструктурного анализа.

ЛИТЕРАТУРА

- Бухарцев В. П.* К использованию статистических признаков раздробленности фундамента при прогнозе нефтегазоносности.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1962, № 2, с. 17—20.
- Вентцель Е. С.* Теория вероятностей. М.: Наука, 1969. 576 с.
- Воронов П. С.* Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968. 123 с.
- Воскресенский С. С.* Динамическая геоморфология. Формирование склонов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. 229 с.
- Герасимов И. П.* Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР.— Проблемы физ. геогр., М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1946, т. 12, с. 33—46.
- Герасимов И. П.* Современные рельефообразующие экзогенные процессы: уровень научного познания, новые задачи и методы исследования.— В кн.: Современные экзогенные процессы рельефообразования. М.: Наука, 1970, с. 7—14.
- Герасимов И. П.* Комментарии к статье Н. А. Флоренсова.— Геоморфология, 1978, № 4, с. 39—40.
- Мещеряков Ю. А.* Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965. 390 с.
- Порядин В. С.* Стохастический метод морфоструктурного анализа (на примере юго-западной части Сибирской платформы). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1974. 25 с.
- Шарапов И. П.* Функции распределения высоты рельефа.— В кн.: Рельеф Земли и математика. М.: Мысль, 1967, с. 72—79.

А. А. Лукин, С. С. Гудымович

ПОЛОЖЕНИЕ РЕЛЬЕФА КАК СИСТЕМЫ В ПРИЧИННО-СЛЕДСТВЕННОМ РЯДУ ДРУГИХ ВАЖНЕЙШИХ СИСТЕМ ЗЕМЛИ (ЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ)

Постановка задачи. Известные в естествознании взаимосвязи отдельных природных явлений, характеризующих многообразные геолого-географические процессы на Земле, попытаться представить в виде единой логической системы (модели) с причинно-следственной цепью соподчинения ее элементов, которая и будет теоретически обосновывать положение рельефа как одного из звеньев этой цепи.

Целесообразность решения задачи определяется тем, что геоморфология выходит на уровень постановки структурно-функциональных задач в кибернетическом и системном смысле (системно-формационные задачи). Об этом свидетельствуют появившиеся не так давно представления о геоморфологических формациях [Флоренсов, 1971] и геоморфологических системах [Хворостова, 1978; Кашменская, 1978; и др.], в которых рельеф рассматривается как динамическое равновесно-неравновесное состояние главной составляющей геоморфологического пространства, обусловленное взаимодействием внутренних и внешних сил Земли. В связи же с системно-формационным подходом правильная формулировка даже любой частной задачи, в особенности объективная интерпретация полученных результатов, требует отчетливого представления о модели единства и взаимосвязей факторов морфогенеза. Нижеизложенное и является попыткой

обосновать эту модель с помощью некоторых принципов и положений общенаучной методологии и философии.

Ограничивающие задачу условия. Рассматривая сложные по своей сущности вопросы морфогенеза, мы будем придерживаться одного из требований, известного в общенаучной методологии, — не смешивать в анализе явлений генетические и причинные связи и связи состояний. Нами принимается следующее их содержание: генетическая связь — это связь результата изменения с исходным предметом или явлением; причинная связь — связь процесса изменения с тем, что его вызвало, обусловило, определило; связь состояний — сам процесс изменения [Столяров, 1966, с. 31—34]. При таком понимании перечисленных типов связей в качестве примеров их в рельефообразовании можно привести связь современных форм рельефа с палеорельефом, отражаемая в стадиях морфоцикла как генетическая связь, связь между омоложением рельефа и усилением тектонического воздымания района как причинная связь, процессы денудации, пенеппенизации и т. д. как связи состояний.

Исходя из принятого разделения типов связей наша задача, следовательно, предполагает рассмотрение только причинных связей в рельефообразовании. Само содержание этих связей позволяет более четко выделить и объект исследования.

В традиционном изложении причины морфогенеза именуется факторами. Они включают совершенно разнородные по масштабам и сущности явления, среди которых можно различать объекты (например, атмосфера, верхняя часть литосферы с составляющими ее структурно-литологическими комплексами до отдельных складок или устойчивых пластов) и процессы — современные и неотектонические движения тектоносферы, циркуляция воздушных масс и т. д.

При решении нашей задачи мы оперируем элементами (в системном смысле) Земли как планеты, в качестве которых рассматриваются оболочки или геосферы Земли — атмосфера, гидросфера, тектоносфера, почвенная оболочка суши, биосфера (фито- и зоосфера) и ноосфера. Один из видов и результатов взаимодействия указанных элементов в глобальном порядке и есть процесс рельефообразования. При этом сам рельеф рассматривается в качестве самостоятельной системы, занимающей определенное место в системе указанных элементов.

Критерии соподчинения геосфер в причинно-следственном отношении в истории развития Земли выводятся нами из общеметодологических принципов системности и причинности.

Принципы системности. Вышеперечисленные оболочки, или геосферы Земли, рассматриваются как самостоятельные сложные динамические природные системы, в полной мере обладающие типичными для них свойствами (особенности системных объектов отмечаются и характеризуются, например, в работах [Блауберг, Юдин, 1973, с. 61—63; Садовский, 1974, с. 18—19, 83—86]).

Для применения системного подхода к рельефу последний понимается не как поверхность, а как некоторая объемная сфера, заключенная между собственно поверхностью рельефа и нижней границей географической оболочки в понимании А. Е. Кривошукского (1977). При таком понимании рельеф полностью отвечает таким свойствам систем, как:

1) целостность, противопоставляющая среда, в качестве которых рассматриваются атмосфера, гидросфера и верхняя часть литосферы ниже зоны гипергенеза (принцип целостности);

2) иерархическая расчлененность на элементы, закономерное строение и функционирование, определяемые различными типами отношений и связей как между элементами, так и со средой, — обобщенно понимаемые как структура системы (принцип структурированности и отношения). Это положение хорошо иллюстрируется геоморфоло-

гическими таксономическими классификациями, например, Н. В. Башеиной (1967);

3) управление со стороны среды и обратное на нее воздействие — в качестве обратной связи можно рассматривать воздействие перемещения рыхлого материала в процессе рельефообразования по поверхности Земли на ее недра через механизм изостазии.

Но рельеф как система в известной мере отличается от других указанных земных систем. В глобальном масштабе его можно рассматривать просто как границу сред — атмосферы и гидросферы, с одной стороны, и литосферы — с другой. В связи с оценкой такого качества систем, как способность к относительно самостоятельному функционированию, саморегулированию и саморазвитию, в порядке постановки вопроса предлагается в общеметодологическом плане различать системы-объемы и пограничные системы или системы-границы, примером которых могут служить рельеф, поверхность Мохоровичича и др.

Принципы причинности, тесно связанные с принципами системности, постулируют, в частности, некоторые положения, важные в познании взаимодействия материальных систем. Причинность, обусловленная взаимодействием, вот «...первое, что нам бросается в глаза при рассмотрении движущейся материи, это взаимная связь отдельных движений, отдельных тел между собой, их обусловленность друг другом» [Ф. Энгельс, 1952, с. 182].

Рассмотрение проблемы причинности имеет длительную историю как в философии, так и в других науках, особенно в физике. Проблема эта сложнейшая и дискуссионная. Не являясь прямыми специалистами в этой области, обратим далее внимание только на отдельные моменты, имеющие общеметодологическое значение и которые, следовательно, необходимо учитывать при рассмотрении причинных связей, проявляющихся при взаимодействии геосфер как относительно самостоятельных систем Земли.

1. Прежде всего — принцип временного соотношения природных процессов. Вслед за Ю. В. Петровым (1969) мы будем различать онтологический (исторический) и логический аспекты причинности. Реальное рельефообразование полностью отвечает историческому аспекту причинности, полагающему не только первичность причины по отношению к следствию (например, неотектонических движений к мегарельефу), но и одновременность проявления причины и следствия, а стало быть, и возможность обратного влияния следствия на причину (например, упоминавшееся воздействие перемещаемого рыхлого материала в процессе рельефообразования на недра Земли). В то же время логический аспект причинности больше отвечает функциональным задачам, описывающим, например, статическую связь форм поверхности рельефа с теми или иными характеристиками среды.

2. Далее — принцип соотношения между структурами причины и следствия, который определяет [Егоров, 1968] обусловленность структуры следствия структурой причины. Но в природе, конечно, структура следствия — это не изоморфное тождество структуры причины. В кибернетике [Эшби, 1959] такие соотношения обозначаются понятием «гомоморфизм» структур и функций объектов. Конкретным проявлением принципа в рельефообразовании является сложная зависимость форм рельефа от литологии и геологических структур субстрата.

3. Важен принцип разделения причин развития материальных систем при их взаимодействии на внутренние и внешние. Причем при структурно-функциональном кибернетическом подходе [Берг, Бирюков, 1969] взаимодействие системы в целом со средой выступает как внешние причины, а взаимодействие структурных элементов системы между собой — как внутренние. Внешним причинам отводится роль толчка к изменению в системе, а также детерминатора масштабов и направ-

ленности этого изменения, тогда как внутренние причины контролируют процессы в системе, приводящие к ее качественным преобразованиям.

4. Во взаимодействии систем целесообразно различать процессы саморазвития и развития как принцип анализа причинно-следственных связей. Процессы саморазвития материальных систем-следствий будем понимать как установление в них нарушенного равновесия, вызванного системами-причинами. Механизм этого саморазвития применительно к ландшафтным комплексам раскрывается А. Д. Армантом (1966) на основе принципов кибернетики возникновением обратных связей от следствия к причине. Этим процессам свойственна периодичность. Тогда процессы развития систем будут характеризовать качественные изменения их свойств от периода к периоду. При этом вновь возникшие свойства можно рассматривать и как самостоятельные системы. Возникновение новой системы соответственно усложняет и дальнейшее развитие всех прежних; именно усложняет, но не отодвигает на второй план воздействие прежних систем, они также остаются ведущими причинами. Сделанный акцент весьма существенный в нашей задаче и отличается от другой распространенной точки зрения (см., например, [Зубков, 1968, с. 79]).

Раскрывая два последних положения, можно сказать, что формирование рельефа практически полностью определяется внешними причинами. Показателем его саморазвития как восстановления нарушенных равновесий, вызванных внешними причинами, могут служить изменения, которые претерпевает рельеф в течение денудационного морфоцикла после прекращения действия активных тектонических сил.

Итак, опираясь на приведенные свойства материальных систем, принципы системности и причинности, сформулируем критерии соподчинения интересующих нас геосфер в отношении причина → следствие при взаимодействии их в процессе рельефообразования и в истории Земли в целом.

1. Система — причина, ее продукты как отдельные системы — следствия. Например, геосферы Земли есть следствие ее развития как планеты.

2. Ранее существовавшая система — причина, позже возникшие системы — следствия. Этот критерий хорошо иллюстрируется, например, унаследованностью многих явлений в геологии, геоморфологии, эволюции живого.

3. Система — причина, ее свойства как отдельные системы — следствия. Например, географические поля Земли есть ее свойства и ее следствия как причины.

4. Включающая система — причина, включенные в нее системы — следствия. Этот критерий, вытекающий из законов соотношения объемов понятий в формальной логике, не требует специальных примеров, и подтверждается всем многообразием реального мира.

5. Более динамически подвижная система выступает следствием при взаимодействии с менее подвижными системами. Например, динамика приповерхностной атмосферы и гидросферы является следствием более статичной системы-причины рельефа.

6. Причинно-следственная цепь зависимостей взаимодействующих систем может быть выведена из положения о том, что каждая последующая в цепи система не может объективно существовать без предыдущих. Этот принцип хорошо иллюстрируется историей развития многих природных явлений, например картиной эволюции биосферы.

Первый и четвертый признаки соподчинения отмечаются А. Е. Фурманом (1968), остальные выводятся нами из отмеченных положений причинности.

Руководствуясь перечисленными выше критериями соподчинения, выделенные природные системы можно расположить в следующую логическую цепь причинно-следственных связей (см. рисунок).

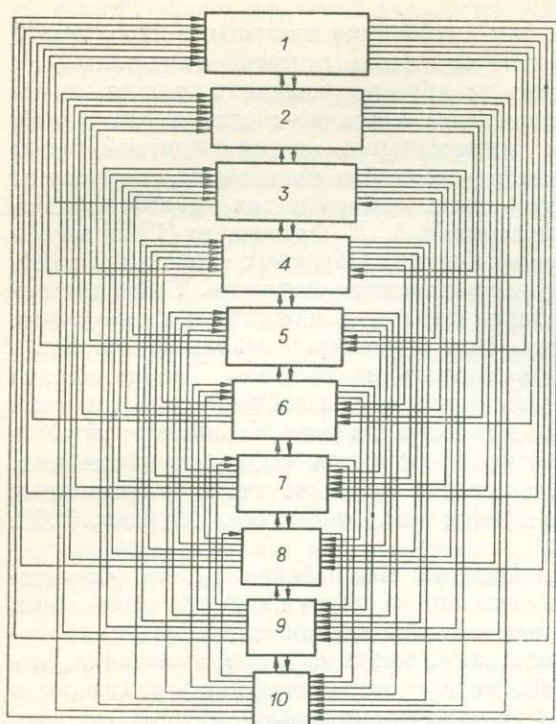


Схема-модель причинно-следственного соподчинения основных систем Земли (геосфер), выступающих как факторы морфогенеза.

1 — Космос (во всем многообразии воздействия на Землю); 2 — Земля и ее глобальная энергосфера (гравитационная и магнитосфера); 3 — тектоносфера Земли и ее естественные региональные геофизические поля (гравитационные, волновые, тепловые, магнитные); 4 — рельеф Земли; 5 — гидросфера поверхностная; 6 — атмосфера поверхностная; 7 — почвенная оболочка суши Земли; 8 — фитосфера; 9 — зоосфера; 10 — ноосфера. Стрелки: сверху вниз — прямые причинные связи, прямое воздействие систем-причин на соподчиненные системы-следствия; снизу вверх — обратные причинные связи, обратное воздействие систем-следствий на системы-причины.

Логическую модель единства и причинно-следственных взаимосвязей систем мы построили открытой как вверх, так и вниз (именно как блок цепи, способной к наращиванию в обе стороны), отказавшись от других классификационных форм (матрица, дерево, циклограмма и т.д.).

Избранная форма представляется нам удобной для наглядной реализации «метода полной группы» [Жуков, 1978, с. 45], показанной в нашем случае с помощью всех линий прямых и обратных причинных связей между системами, которые отражают реальную сложность взаимодействия рассматриваемых геосфер Земли в истории их развития. Этим схема удобна для последующей алгоритмизации при решении тех или иных конкретных задач как в изучении взаимодействия систем, так и в исследованиях по истории наук о Земле.

Авторы, конечно, сознают дискуссионность предлагаемого соподчинения геосфер. Объем статьи не позволяет проанализировать существующие точки зрения о причинных и временных связях каждой из приведенных систем с другими. Отметим только, что важным подтверждением причинно-следственных отношений рассматриваемых земных систем могут служить общеизвестная соподчиненность и переходы форм движения материи, которые обоснованы около ста лет назад Ф. Энгельсом в его «Диалектике природы» (1952). В нашей задаче интерес представляют идеи Б. М. Кедрова (1967), поддержанные рядом философов и геологов страны, о геологической форме движения материи, занимающей промежуточное положение между химической и биологической формами. Таким образом, если привести в несколько огрубленном виде соподчиненность форм движения материи — механическая → физическая → химическая → геологическая → биологическая → социальная, — то можно видеть, что она прослеживается и в схеме соподчинения материальных систем (см. рисунок).

Положение рельефа в предлагаемой схеме определяется зависимостью глобального рельефа и мегарельефа (геотектур и активных морфоструктур) от жизни тектоносферы с ее региональными геофизическими полями и воздействием рельефа как причины на динамику приповерхностной гидросферы и атмосферы и на зональность почвенной оболочки, фито- и зоосферы.

Авторы сознательно не помещают в схему атмосферу и гидросферу в целом в качестве системы-причины рельефа в противовес сложившемуся представлению о рельефе как следствии взаимодействия экзогенных и эндогенных процессов, поскольку рассматривают все экзогенное рельефообразование (формирование элементов морфоскульптуры) как проявление обратной связи между рельефом и подчиненными (расположенными ниже в схеме) геосферами.

Предлагаемая схема соподчинения геосфер не рассматривается авторами как истина в последней инстанции, но мы убеждены, что она может использоваться как рабочая модель для постановки конкретных задач в изучении взаимодействия систем с предварительной формулировкой гипотез ожидаемых результатов.

Некоторые общие следствия и приложения модели.

1. «Могущественность» систем (в смысле силы и глубины преобразующего влияния на другие) увеличивается вверх по цепи связей.

2. «Саморегулируемость» и «самоуправляемость», т. е. способность приспособиться к изменениям в более могущественных системах, увеличивается, напротив, к нижним звеньям цепи. Это не противоречит развиваемым И. М. Забелиным (1970) взглядам о громадной в будущем космической роли человечества.

3. Объективные взаимосвязи между системами как основа классифицирования и соподчинения наук. Можно выделить следующие главные, или «головные», науки соответствующих циклов: астрономия — для всех наук на Земле, геотектоника — в геологических науках, геоморфология — в географических науках, почвоведение — в биологических науках (здесь сочетание — «головные» науки — выступает как термин свободного пользования, с помощью которого мы отражаем относительно более высокое причинное положение системы и изучающей ее науки в вертикальном блоке цепи связей; см. рисунок).

4. Можно также заключить, что основы прогресса в соподчиненных науках (наибольший толчок для их развития) находятся прежде всего в выявляемых законах «головных» наук и методах их исследования. Яркие примеры тому из современной истории наук — воздействие концепций новой глобальной тектоники и быстрое проникновение идей и методов морфоструктурного и морфометрического анализов в геоморфологии как в разнообразные географические, так и в геологические исследования.

5. Прямые и обратные причинные связи в предлагаемой схеме могут выступать как логическая основа анализа уровня изученности их в соответствующих науках, в анализе истории, современного движения и прогноза развития научных идей и научных направлений.

6. Подобные модели могут обосновывать принципы организации научных коллективов, призванных решать комплексные пограничные проблемы на структурно-функциональном уровне, а также стратегию управления прогрессом высшего образования (составление новых учебных планов и программ, оформление новых специальностей, кафедр и т. д.).

7. С позиции предлагаемой модели видны наиболее существенные парадоксы в высшем образовании геологов и географов: на соответствующих факультетах, как правило, нет самостоятельных кафедр геотектоники и геоморфологии — в официальном перечне нет таких специальностей; для геологов совсем не читается курс астрономии в приложении, характеризующем космическо-земные взаимодействия и т. д.

8. Модели, отражающие объективные причинно-следственные взаимосвязи систем Земли, позволяют научно обоснованно решать проблему управления природными комплексами.

9. Приведенная схема соподчинения позволяет авторам занять определенную позицию в спорных вопросах причинных взаимосвязей.

НЕКОТОРЫЕ ЧАСТНЫЕ СЛЕДСТВИЯ ИЗ МОДЕЛИ, КАСАЮЩИЕСЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

1. В целом можно констатировать доминирующую сейчас в геоморфологии точку зрения, что «эндогенные рельефообразующие факторы являются главными, первичными, поскольку интенсивное действие экзогенных факторов может начаться только после того, как активные эндогенные факторы создадут неровности поверхности, разность абсолютных высот которых в условиях гравитационного поля Земли и есть главная причина перемещения по поверхности Земли как самих экзогенных агентов — воды, льда, — так и переносимого ими рыхлого материала» [Гудымович, 1978, с. 10]. Схема (см. рисунок) утверждает именно эту методологическую установку, включая очень важное промежуточное звено между традиционными эндогенными силами и их проявлением в рельефе и активные рельефообразующие геофизические поля.

2. Прямая связь рельефа с первопричинами (тектоносферой и рельефообразующими геофизическими полями) и опосредованная через тектоносферу, а также и прямая связь с космосом предполагает «б е с к о н е ч н о е» в истории Земли развертывание во времени процессов рельефообразования. В этих процессах и в структуре самих форм рельефа должны, естественно, наблюдаться как возобновляющиеся, так и неповторяемые явления, в особенности связанные с возникновением новых геосфер и систем Земли (см. четвертый принцип причинности). Схема соподчинения систем Земли, геосфер предполагает постановку рабочих гипотез относительно п р и ч и н выделяемого сейчас в геоморфологии новейшего этапа рельефообразования как неповторимого в истории Земли [Белоусов, 1962; Рельеф Земли, 1967]. Причем эти гипотезы, вытекающие из схемы, могут быть альтернативны, т. е. равновероятны как неповторяемость, так и принципиальное сходство с предыдущими этапами в истории рельефа.

3. Что касается взглядов о месте рельефа как системы в процессах, идущих в пределах ландшафтной сферы Земли, то обычно ему отводится второстепенная роль, а основной причиной их считается климат, его глобальные зональные особенности. Но, как следует из предлагаемой схемы, широтная климатическая зональность, а также подобная зональность других элементов ландшафта есть отражение в структуре атмосферы, в почвах, растительности и т. д. структуры внешнего теплового поля Земли как планеты, обусловленное характером ее взаимодействия с Солнцем. Это, так сказать, верхний уровень структурной организации теплового поля и природной зональности, тогда как нижние иерархические уровни его определяются геоструктурой, с т р у к т у р о й р е л ь е ф а и причинно связанной с ними структурой распределения масс воды поверхностной гидросферы.

4. Определенное принижение роли рельефа в географии проявляется и при палеогеографических реконструкциях, в основе которых лежит также восстановление климата прошлого. Но и сами палеоклиматические реконструкции, оторванные от раскрытия первопричин, палеорельефа выглядят слишком схематично и неубедительно. В качестве редкого примера, где палеогеографические реконструкции сделаны во всей сложности природных причинных взаимосвязей, мы можем назвать монографию А. В. Гольберта и др. (1968) по Западной Сибири.

5. Модель соподчинения геосфер Земли позволяет ставить прямые и обратные задачи в изучении природных явлений и решать их с помощью методов наук, предметом которых выступают эти взаимодействующие системы. Решение этих задач, как известно, базируется на том принципе причинности, который постулирует структурные соотношения систем-причин и систем-следствий (у нас он приведен вторым). В этом смысле решение прямых задач геоморфологии есть анализ отражения систем-причин

в структурной организации форм рельефа (задачи структурной геоморфологии в общепринятой трактовке). Обратные же задачи геоморфологии связаны с анализом отражения структуры подчиненных рельефу систем в структуре земной поверхности (задачи «климатической» геоморфологии). И, наконец, комплексный анализ обусловленности форм поверхности Земли прямым воздействием всех систем-причин и обратным влиянием всех систем-следствий будет формировать класс структурно-функциональных (в кибернетическом смысле) или системно-формационных задач (в понимании новосибирских геоморфологов [«Геоморфологические формации Сибири», 1978]). Решение всех перечисленных классов задач может базироваться на независимом районировании каждой из систем, включенной в модель, по тем или иным характерным и индивидуализированным признакам систем. Классификации этих признаков должны быть многоуровневыми, задавать иерархию структурной организации подсистем.

ЛИТЕРАТУРА

- Энгельс Ф. Диалектика природы. М.: Госполитиздат, 1952. 328 с.
- Арманд А. Д. Природные комплексы как саморегулируемые информационные системы.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1966, № 2, с. 85—94.
- Башенина Н. В. Формирование современного рельефа земной поверхности. М.: Высшая школа, 1967. 388 с.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
- Берг А. И., Бирюков Б. В. Кибернетика и прогресс науки и техники.— В кн.: Ленин и современное естествознание. М.: Мысль, 1969, с. 341—371.
- Блауберг И. В., Юдин Э. Г. Становление и сущность системного подхода. М.: Наука, 1973. 270 с.
- Геоморфологические формации Сибири. Новосибирск, 1978. 163 с.
- Гольберт А. В., Маркова Л. Г., Полякова И. Д., Сакс В. Н., Тесленко Ю. В. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М.: Наука, 1968. 152 с.
- Гудымогич С. С. Общая геоморфология. Томск, 1978. 95 с.
- Егоров А. А. Причинно-следственные отношения и структура.— В кн.: Некоторые вопросы методологии научного исследования. Вып. 2. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968, с. 47—58.
- Жуков Р. А. Системный подход и методологические резервы теоретической геологии.— В кн.: Методы теоретической геологии/Под ред. И. И. Абрамовича. Л.: Недра, 1978, с. 24—80.
- Забелин И. М. Физическая география и наука будущего. 2-е изд. доп. М.: Мысль, 1970. 176 с.
- Зубков И. Ф. Проблема внутреннего и внешнего в развитии Земли.— В кн.: Проблема развития в современном естествознании. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968, с. 78—85.
- Кашменская О. В. К вопросу о классификации геоморфологической системы.— В кн.: Геоморфологические формации Сибири. Новосибирск, 1978, с. 82—92.
- Кедров Б. М. Предмет и взаимосвязь естественных наук. 2-е изд. М.: Наука, 1967. 436 с.
- Кривошукский А. Е. Рельеф и недра Земли. М.: Мысль, 1977. 302 с.
- Петров Ю. В. Временное соотношение причины и следствия.— В кн.: Проблемы методологии и логики наук. Вып. 5. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1969, с. 26—32.
- Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура)/Отв. редакторы Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. М.: Наука, 1967. 331 с.
- Садовский В. Н. Основания общей теории систем. Логико-методологический анализ. М.: Наука, 1974. 279 с.
- Столяров В. И. Процесс изменения и его познание. Логико-методологические проблемы. М.: Наука, 1966. 252 с.
- Флоренсов Н. А. О геоморфологических формациях.— Геоморфология, 1971, № 2, с. 3—10.
- Фурман А. Е. О соотношении прогресса и круговоротов в процессе развития.— В кн.: Проблема развития в современном естествознании. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968, с. 7—23.
- Хворостова З. М. К определению понятия «геоморфологические формации». Ближайшие задачи их изучения с применением элементов системного подхода.— В кн.: Геоморфологические формации Сибири. Новосибирск, 1978, с. 41—69.
- Эшби У. Р. Введение в кибернетику. М., 1959. 432 с.

КЛАССЫ ПРИРОДНЫХ МОРФОСТРУКТУР И МОДЕЛИ ОРГАНИЗАЦИИ ПРОСТРАНСТВА

Проблема структуры пространственно-временного континуума в науке является первостепенной [Ферсман, 1922; и др.]. К решению ее надо подходить на количественной основе с использованием единого главного критерия — фундаментального закона диалектики о переходе количественных изменений в качественные, предварительно определив понятие морфоструктуры в широком смысле слова и введя понятие о диаграммах концентрации — рассеяния.

Под морфоструктурой * в самом широком смысле слова автор понимает форму существования материи, овегцествленную в классе природных объектов, характеризующихся свойственным только им типом внутреннего строения и внешнего проявления последнего. В качестве критерия измерения параметров принята величина наибольшего их размера, поскольку средние, а тем более минимальные величины параметров отражают потерю генетической информации, иногда неоднократную [Радкевич, 1974]. Ниже мы рассмотрим различные классы морфоструктур и последовательно сопряженные совокупности объектов с тем, чтобы наметить и попытаться формализовать некоторые основные закономерности, определяющие структуру континуума.

Начнем рассмотрение с любой произвольно выбранной совокупности геоморфологических объектов, например с совокупности островов Охотского моря. График зависимости количества островов, скал и кекуров, отдельно стоящих в море, приведен в билогарифмическом масштабе на рис. 1. Подобные графики зависимости количества объектов (N) от их размера (D) мы будем называть диаграммами концентрации — рассеяния. В подсчете учтены 81 остров и 713 скал и кекуров. Модуль градации интервалов принят равным четырем. Зависимость имеет характер обратной корреляции. Общий закон распределения островов, представляющих собой преимущественно блоки комплексов горных пород, может быть сформулирован следующим образом: количество островов в бассейне в первом приближении обратно пропорционально их размеру **. В крайних участках линия графика обнаруживает некоторую тенденцию к перегибу. В области наименьших размеров, гранулометрически отвечающей уже глыбам (0,01—0,001 км), действие закона прекращается в связи с постепенным исчезновением самих объектов. Число глыб, отмечаемых на морских картах как «камни», хотя и велико, но не бесконечно и легко может быть вычислено путем экстраполяции по этому графику. Величина их поперечника в условиях волнения моря и действия приливов—отливов является до некоторой степени «мнимой», и здесь относительно стабильно лишь среднестатистическое эффективное ее значение. Однако количественные и качественные изменения глыб происходят исключительно быстро, буквально в считанные десятилетия, что можно видеть по окатанности морем гранитных

* Понятие «морфоструктура» автором используется в философском смысле для обозначения организации материи в конкретные объекты. Сопоставления с геоморфологическим термином «морфоструктура» не приводится. Рациональность публикации определяется тем, что в статье рассматриваются вопросы общеметодологического плана, предлагаются типы моделей организации пространства и т. п. Знакомство с исследованиями подобного типа способствуют расширению межнаучных контактов. Публикуется в качестве дискуссионного материала.— *Прим. ред.*

** Опыт показывает, что для подавляющего большинства других бассейнов и архипелагов наблюдается подобная зависимость.

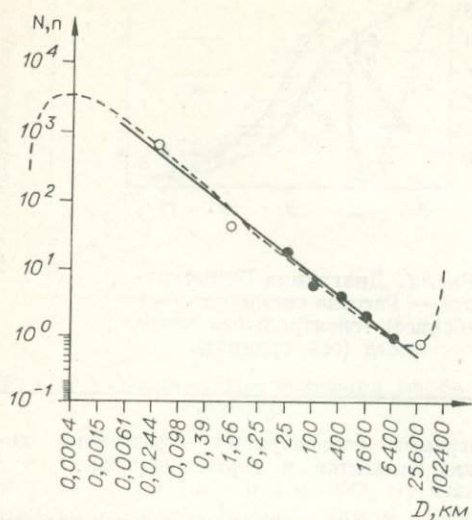


Рис. 1. Диаграмма концентрации — рассеяния для совокупности островов (N), скал и кекуров (n) Охотского моря (794 объекта).

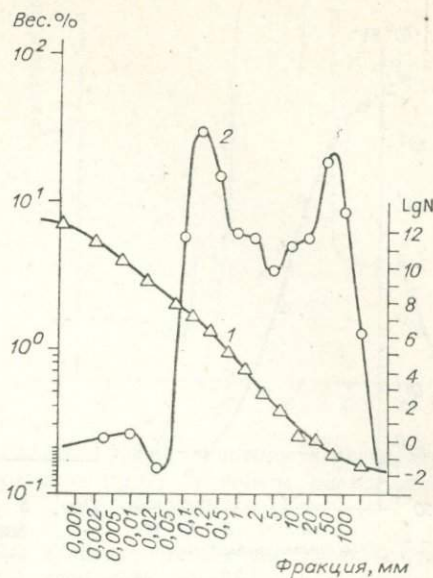


Рис. 2. Диаграмма концентрации — рассеяния (1) и вариационная кривая (2) для совокупности донных осадков шельфового мелководья Охотского моря (107 проб).

техногенных блоков в заброшенных прибрежных карьерах по добыче строительного камня. Более мелкие блоки, основной формой движения которых является вращение, отражают уже принципиально новое качество и должны быть отнесены к соседнему классу. В крайней правой части линии графика к интервалу 1600—6400 км² весьма условно может быть отнесена Камчатка, соединяющаяся с континентом лишь узким перешейком. Таким образом, и эта крайняя точка является до некоторой степени «мнимой». Очевидно, что в участках крайних значений непрерывная существенно прямая линия графика обнаруживает тенденцию к выполаживанию, загибу и обрыву. Здесь данная существенно прямолинейная зависимость перестает действовать, и в связи с появлением принципиально иных объектов, относящихся уже к соседним классам, ведущую роль начинают играть другие факторы и закономерности, т. е. наблюдается скачкообразный переход к иному субконтинууму. Эти крайние области скачка представляют наибольший интерес для генетических интерпретаций.

Рассмотрим под этим же углом зрения объекты соседнего класса более низкого порядка. Исследования полного гранулометрического состава донных осадков Охотского моря практически по всему периметру его внутреннего шельфа [Радкевич, 1977] однозначно показывают, что при пересчете данных анализа в весовых процентах на количество частиц и построении в билогарифмическом масштабе диаграммы концентрации — рассеяния (рис. 2) линия зависимости также имеет характер обратной корреляции с тенденцией к перегибам в крайних участках. Если рассматривать основные совокупности полимодального распределения состава осадков отдельно (на рис. 2 правый пик — галечный, средний — песчаный, левый — алевропелитовый и глинистый материал), то для каждой из этих совокупностей зависимость количества частиц от их размера имеет аналогичный характер, поскольку в силу различных геологических и гидродинамических причин (величина кристаллов исходных пород, разная легкость переноса мелкого и крупного материала и т. д.) прирост числа крупных частиц в осадке в среднем происходит медленнее, чем средних и тем

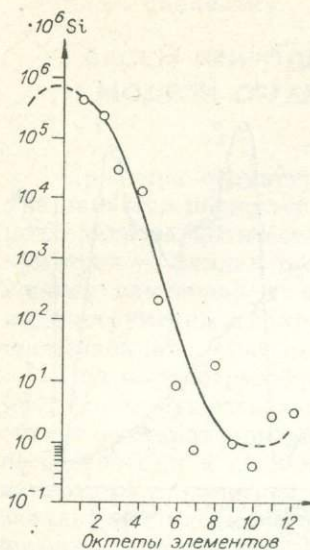


Рис. 3 Диаграмма концентрации — рассеяния химических элементов в горных породах.

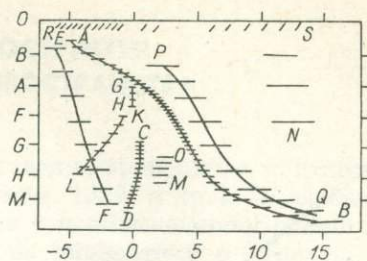


Рис. 4. Диаграмма Герцшпрунга — Рассела светимость (ось абсцисс) — спектральный класс звезд (ось ординат).

более мелких. Как в случае с галькой, так и с песком в конце концов мы приходим к столь малой размерности частиц и к столь малому их количеству, что прирост общего числа пелитовых и глинистых частиц именно за счет этого материала малой размерности уменьшится, что отразится на соответствующем перегибе линии на диаграмме концентрации — рассеяния. Аналогичную картину можно ожидать и для наиболее мелких частиц этого класса, которые при достижении минимального размера становятся подверженными гидратации и представляют собой уже качественно новый класс — коллоиды.

Если рассматривать диаграмму концентрации — рассеяния для еще более мелких морфоструктур, относящихся к классу атомов (рис. 3), где по оси ординат отложены атомные распространенности химических элементов Земли по отношению к 10^6 атомов кремния [Виноградов, 1962] с усреднением данных по последовательным октетам элементов, то можно видеть, что зависимость по своему характеру аналогична таковым на рис. 1—2.

С другой стороны, переходя к морфоструктурам, более крупным, чем блоки горных пород земной коры, мы также наблюдаем аналогичный характер зависимости; но так как количество планет для обседа невелико и не все малые планеты обнаружены, соответствующая диаграмма здесь не приводится.

Наконец, распределение звезд в Галактике прекрасно может быть иллюстрировано знаменитой, хотя пока и не интерпретируемой однозначно диаграммой Герцшпрунга — Рассела (светимость-спектр), на которой основная статистически наиболее представительная масса звезд Галактики слагает так называемую главную последовательность *AB* (рис. 4). Если принять, что эта диаграмма представляет собой диаграмму концентрации — рассеяния, то светимость звезд следует рассматривать как функцию их размера, а спектральный класс — как функцию распространенности (количества). Звезды иных последовательностей, чем главная, относятся, как и принято считать, к другим генетическим типам.

Таким образом, независимо от класса и генезиса морфоструктур природные совокупности характеризуются однотипными графиками концентрации — рассеяния, причем весь материальный мир подчиняется единому закону: количество морфоструктурных объектов в любой единой природной совокупности в первом приближении обратно пропорциональ-

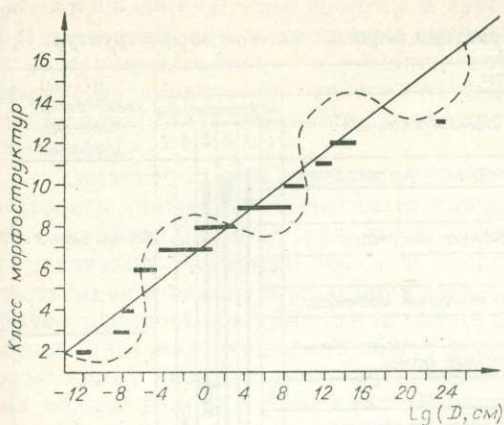


Рис. 5. Мировая линия эволюции морфоструктур.

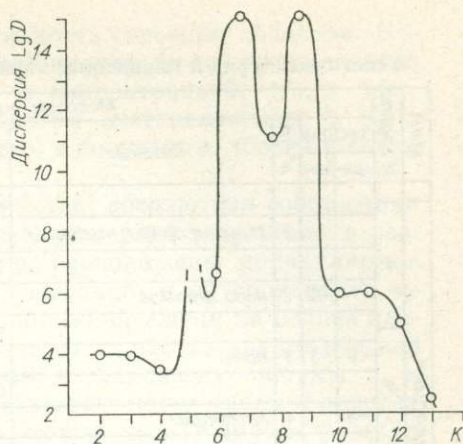


Рис. 6. График зависимости дисперсии размера ($\lg \bar{D}$) от номера класса морфоструктур (K).

но их размерам. Это не было бы удивительно, если бы объекты каждого класса представляли результат простого дробления и только дробления объекта или объектов крупного порядка, что, безусловно, не так*.

Все разнообразие мировых морфоструктур в пределах микро-, мезо- и мегамира можно схематически свести к 7—8 группам и 14 главным классам (табл. 1). Между главными классами выделяются промежуточные. В зависимости от направления процесса, идущего с концентрацией или с рассеянием вещества, попарное объединение классов в группы может в ограниченных пределах изменяться. Размер морфоструктур связан с номером класса следующим уравнением, рассчитанным по методу наименьших квадратов:

$$\lg \bar{D} = -19,2 + 2,8 K,$$

где \bar{D} — средний диаметральный размер (см); K — номер класса. Графически эта зависимость при условии принятия постоянства интервалов между классами выражается прямой линией с некоторым элементом синусоидальности (рис. 5). Отметим, что средние классы характеризуются наибольшей дисперсией размера (рис. 6), причем линия этого графика, несколько напоминающая рис. 2, имеет минимум в области мезомира (8-й класс), отвечающий, видимо, разделу двух главных совокупностей — микромира и мегамира**.

Подобное ранжирование мировых классов морфоструктур позволяет сделать некоторые выводы об особенностях структуры пространственно-временного континуума. Единый в целом и непрерывный в смысле генетического родства морфоструктур ряд характеризуется наличием качественных скачкообразных изменений разного порядка, являющихся органически присущим ему свойством. В общем, для главных классов характер-

* На всех диаграммах концентрации — рассеяния окончания линии графика обнаруживают тенденцию к однотипному выполаживанию, загибанию и обрыву. Это наводит на мысль, что на самом деле точки, характеризующие зависимость, отвечают срединному участку кубической параболы или узкой области между касательной, проведенной через точку перегиба параболы, и срединным участком самой параболы. Уравнение кубической параболы, как известно, представляет многочлен третьей степени $y = ax^3 + bx^2 + cx + d$, причем характер кривой определяется соотношениями коэффициентов, которые могут отражать различные факторы. Дальнейшие исследования могут пролить свет на этот вопрос.

** Центральный минимум на рис. 2 отвечает границе обломков пород и обломков кристаллов, т. е. также разделу двух главных совокупностей.

размер, потенциальная энергия и агрегативность строения объектов. Неорганический мир в настоящее время эволюционирует преимущественно с рассеянием материи, а органический — с концентрацией, что, в частности, подчеркивается относительным сдвигом местоположения в ряду растительного (эволюционно более древнего) и животного (более молодого) мира.

Характерно, что суммарная масса вещества, абсолютная собственная скорость движения и тем самым кинетическая энергия возрастают в разных направлениях от той части ряда, где расположены молекулярные образования. Минимум массы и энергии, очевидно, и обуславливает естественное и закономерное появление органической жизни на основе наиболее распространенных химических элементов в участке энергетической «ямы» ряда как отражение общей тенденции к равновесию системы, т. е. к местному перераспределению вещества с возрастанием массы и энергии на общем фоне их рассеяния. Именно в этом и можно видеть главную объективную роль появления разумной жизни в природе. Двойственное положение органического мира в участке массоэнергетической «ямы» ряда обуславливает его резкую внутреннюю и внешнюю противоречивость. Отметим попутно, что физико-химические условия образования и закономерного развития молекулярных цепей и коллоидов, лежащих в основе жизни, возможны лишь на планетах типа Земли, и принципиально иные формы закономерно развивающейся жизни в сколько-нибудь доступных практическим наблюдениям участках нашей Вселенной нереальны, причем вероятность одновременного существования пространственно близких (в пределах сопоставимости времен осуществления единичного контакта и существования цивилизации) внеземных цивилизаций на близком уровне развития практически близка к нулю. Сопоставление размеров морфоструктурных объектов с соизмеримыми величинами длины электромагнитных волн показывает, что органическому миру соответствуют рентгеновское и ультрафиолетовое излучения, что, по-видимому, отражает ведущую их роль в процессах мутации при эволюции организмов. Характерно, что развитие органического мира приурочено к центральной части области наиболее широких взаимопревращений различных морфоструктур.

Из табл. 2 следует, что в целом для мирового ряда морфоструктур наиболее вероятны взаимопревращения в пределах одного класса, а также между конечными классами ряда. Взаимопревращения между соседними классами возможны лишь в ограниченных пределах, преимущественно с образованием более мелких морфоструктур за счет крупных. Последнее обстоятельство свидетельствует о том, что общая эволюция ряда классов мировых морфоструктур в настоящее время происходит преимущественно с понижением номера класса, т. е. преобладает рассеяние материи. Это не удивительно, так как с точки зрения понятия энтропии разрушить объект при изменении внешних условий всегда легче, чем его «вырастить». К разрушению объекта приводит любое кардинальное изменение внешних условий, а для выращивания требуется, чтобы внешние условия приспособлялись к объекту, что невозможно по закону действующих масс, либо чтобы сам объект приспособлялся к внешним условиям (например, эволюция живого мира, рост кристаллов, развитие рек и другие геоморфологические процессы). С помощью ряда мировых морфоструктур легко устанавливается классификация и порядок эволюционных превращений. Например, превращение 5—4 означает образование объектов 4-го класса из объектов 5-го класса, т. е. распад молекулярных цепей на молекулы и т. д. Превращения нулевого порядка происходят в пределах класса, превращения типа +1-го порядка — с повышением номера класса на 1 и т. д.

В природе процессы концентрации и рассеяния вещества всегда элементарно взаимосвязаны и взаимообусловлены. Их можно представить

Преимущественные взаимопревращения морфоструктур

$\begin{matrix} \text{I} \\ \text{II} \end{matrix}$	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	■	▨	▨								▨	▨	▨	■
2		■	▨								▨		■	
3			■	▨	▨						▨	■	▨	
4			▨	■	▨	▨					▨	▨	▨	
5			▨	▨	■	▨	▨							
6			▨	▨	▨	■	▨	▨						
7			▨	▨	▨	▨	■	▨	▨					
8					▨	▨	▨	■	▨	▨				
9							▨	▨	■	▨				
10								▨	▨	■	▨	▨	▨	▨
11	▨	▨	▨	■							▨	▨	▨	
12	▨	▨	■	▨							▨	▨	▨	
13	▨	■	▨	▨							▨		■	▨
14	■	▨	▨	▨							▨	▨	▨	■

I — номера классов морфоструктур — источников
 II — номера классов морфоструктур — продуктов

в виде логической модели типа сопряженных конусов (по принципу песочных часов): В целом мировой ряд морфоструктур будет тогда представлять собой ожерелье или четки. Каждый объект в своем развитии представляет результат действия процессов концентрации и рассеяния вещества, которые большей частью одновременны. Поскольку объект как таковой уже существует, основная масса его была создана предшествующими процессами концентрации, обусловленными процессами рассеяния иных объектов, и в настоящее время этот объект, эволюционируя, может находиться только в состоянии динамического равновесия процессов концентрации и рассеяния. Чередование процессов концентрации и рассеяния в общей последовательности эволюции вещества естественно носит колебательный характер. В этом, очевидно, и заключается главная причина волнообразности природных процессов, а само «квантование» континуума является главным и, по-видимому, единственным инструментом сохранения системой равновесия. Качественные скачкообразные переходы между главными эволюционно взаимосвязанными классами морфоструктур отражают «квантование» первого порядка, а переходы между еще более мелкими совокупностями вплоть до единичного объекта и его частей представляют «квантование» следующих порядков, которое тем самым является органической особенностью континуума. Очевидно, что, говоря о структуре пространственно-временного континуума, нельзя разрывать понятия пространства и времени и следует различать два вида времени — собственное время совокупности или объекта со свойственной только ему структурой, отвечающей пространственной структуре, и «абсолютное» время в энгельсовском понимании, которое мы вводим

для характеристики изменений системы со временем. Поскольку влияние малого объекта на большой несоизмеримо ничтожно по сравнению с обратным влиянием, можно полагать, что единичные континуумы воздействуют друг на друга по закону действующих масс, создавая тем самым бесконечно сложную структуру общего пространственно-временного континуума. При этом причиной усложнения структуры в процессе эволюции является противоречие между единичным характером любого единовременного внешнего воздействия и множественностью объектов, обладающих в силу ранее приобретенных структурных различий различной инерционностью к этому воздействию, что приводит к множественности и потому противоречивости результатов. Чем больше различия между объектами совокупности, тем более противоречивы результаты воздействия. Именно поэтому один и тот же процесс в природе, проявляющийся в одном и том же месте, может приводить к синхронно протекающим концентрациям одних объектов и рассеянию других (метасоматическое рудообразование, формирование россыпей и т. д.).

Синхронизация и стабилизация процессов концентрации — рассеяния в общем мировом ожерелье морфоструктур происходит путем преобладающего вращения объектов четных классов. Именно элемент вращения служит носителем ритмичности процессов, приводящей в расслоению пространственно-временного континуума. Реальными проявлениями подобных расслоений, основополагающими в геологии, являются, например, расслоение геосфер и их движение относительно друг друга, выраженное в планетарной асимметрии островных дуг относительно океанов, разномасштабные слоистости осадочных пород, орбиты планет и т. д. По-видимому, необходимо различать ритмичности двух главных типов: ритмичности концентрации и ритмичности рассеяния. Если первые из них (слоистость осадков, зональность кристаллов и т. д.) в геологии достаточно известны и самоочевидны, то изучение вторых (денудация участка суши при образовании серий поверхностей древних пенепленов, террасовых рядов и т. д.) гораздо сложнее вследствие преимущественного отсутствия на месте вещественных доказательств. Несомненно, эти свидетельства отложены где-то в ином месте, в участке концентрации уже измененного в какой-то мере вещества, но только путем тонких геохимических исследований с составлением баланса вещества можно реконструировать древние комплементарно взаимосвязанные процессы концентрации и рассеяния вещества, без чего наши знания будут половинчатыми.

Как показывает геологический опыт, развитие процесса, в котором объекты принадлежат одной морфоструктурной совокупности, в разных участках пространства может протекать как с концентрацией, так и с рассеянием этих объектов. Если же процессы концентрации и рассеяния однотипных морфоструктурных объектов происходят в одном и том же участке пространства, как нам кажется на первый взгляд, на самом деле эти процессы разорваны во времени, что и устанавливается при более углубленных исследованиях; поэтому этот участок уже становится иным, хотя и развивается из предыдущего. По-видимому, процессы с преобладанием концентрации и рассеяния ритмично и мозаично чередуются между собой как в пространстве, так и во времени. Так, за геологическую историю Земли неоднократно изменялись во времени соотношения эндогенных и гипергенных процессов с метаморфизмом и переплавлением продуктов гипергенеза и, наоборот, с гипергенным разрушением продуктов магматической деятельности. Первой половине этого процесса, как правило, не уделяется достаточно внимания в силу трудоемкости исследований, и, более того, именно поэтому она обычно отрицается, а вторая, самоочевидная, является общепризнанной концепцией. Таким образом, и в этом случае наше знание половинчато, поскольку именно этим круговоротом вещества обусловлено формирование континентальной земной коры и боль-

шинства месторождений полезных ископаемых. В противном случае большинство эндогенных рудных месторождений было бы приурочено к участкам земной коры океанического типа. Региональные обобщения приводят к выводу о том, что главнейшие планетарные геологические процессы развиваются пульсационно, причем периодичность пульсаций определяется изменением со временем скорости вращения Земли, а асимметричность пульсаций, по-видимому, связана с относительной инерционностью массы объектов [Цареградский, 1963; Радкевич, 1974; и др.].

Структуры пространственно-временного континуума, разнообразные для различных классов морфоструктур и отдельных объектов, можно свести к некоторым общим моделям организации пространства, т. е. к таким геометрическим моделям, которые имеют реальные аналогии в окружающем пространстве, выведены из них и могут быть обратно трансформированы с получением реально наблюдающихся частных случаев. При доведении логических моделей до определенного уровня на количественной основе их можно относить уже полностью к математическим моделям. Подобные модели могут способствовать единому и целенаправленному изучению самых различных природных процессов, являясь основным инструментом осуществления обратных связей между разнообразными областями знания. Представляется, что логические модели могут быть двух основных типов — плоскостные и пространственные. Плоскостные модели наиболее простые и общеупотребительные. К ним относятся и диаграммы концентрации — рассеяния.

Аналогом диаграмм концентрации — рассеяния являются кумулятивные графики накопленных частностей в математической статистике, на которых тип и параметры распределения устанавливаются количествами объектов в интервалах подсчета. Два основных закона распределения (нормальный и логнормальный), по-видимому, отражают типы равновесия взаимосвязанных процессов концентрации и рассеяния. При этом многие случаи логнормального распределения могут быть сведены к случаям нормального распределения, и сложность задачи обычно заключается в физическом обосновании выбора критериев разбиения совокупностей и в выявлении промежуточных качественных скачкообразных изменений разного порядка путем углубленных и детализированных исследований.

Логическая модель организации пространства должна отвечать определенным требованиям и по крайней мере она должна отражать: реальные закономерности, из которых она выводится; способность к трансформациям с получением иных моделей как плоскостных, так и объемных; процессы концентрации и рассеяния вещества; прерывисто-непрерывную структуру пространственно-временного континуума; поляризацию континуума; энергетическую сторону процесса; соотношения между классами и подклассами морфоструктур; ритмичность и волнообразность процессов; расщепление континуума; роль электромагнитных полей; основные понятия симметрии и в том числе правизну — левизну; основные типы вероятностно-статистических типов распределений. Задача составления такой модели достаточно сложна, и на современном уровне мы можем лишь наметить возможные пути ее решения, поскольку полностью она может быть решена только совместными целенаправленными усилиями специалистов разного профиля, и прежде всего теоретиков-геоморфологов. По существу, создание такой модели, из которой могут быть выведены известные физические законы, будет означать, что проблема единой теории поля в своей основе будет решена. Представляет интерес и физическое моделирование этой модели.

С учетом всего вышеизложенного модель ряда мировых классов морфоструктур может быть представлена в виде линии волновых бус или волнового ожерелья. Его нельзя рассматривать в виде цепи, где все звенья равноценны, однотипны и обязательно заходят друг за друга. Это, однако,

не означает, что ряд не имеет отношения к знаменитым марковским цепям. Наиболее тонким участком ожерелья является область его, отвечающая средним классам, в которой взаимопревращения морфоструктур наиболее широко проявлены. В обе стороны от этой области растут масса, кинетическая энергия и скорость движения материи. С повышением номера класса возрастают абсолютные размеры морфоструктур, их потенциальная энергия, а также концентрация и агрегативность строения материи. С понижением номера класса возрастает абсолютное количество морфоструктурных объектов и, следовательно, степень рассеяния материи. В развернутом виде ожерелье может быть выражено интегральной волновой поверхностью, у которой отдельные волны концентрации — рассеяния, состоящие, в свою очередь, из волн мелкого порядка, могут с течением абсолютного времени T развиваться одна за счет другой, что схематически и отражено на соответствующей трехмерной диаграмме (рис. 7). Отдельные волновые бусины этого ожерелья характеризуются поляризацией свойств; это отмечено в табл. 1 знаками плюс и минус. Связи между волновыми бусинами осуществляются вдоль ожерелья с помощью всепроникающих электромагнитных сил.

Логическая модель отдельно взятой волновой бусины может быть представлена в виде фигуры вращения, образующей которой является линия зависимости на диаграмме концентрации-рассеяния. Фактура этой фигуры представляется состоящей из дырок энергетического поля и дырок массы. Для наглядности данная фигура схематически изображена в разрезе на рис. 8, где показано взаимодействие полей двух бусин и количественное преобладание дырок поля в той части фигуры, которая показана сплошной линией. Дырки массы преобладают в той части, которая в разрезе показана штриховыми линиями (нижняя поверхность обрезана). Материальные объекты рассредоточены в пределах слоя, который, в свою очередь, расслоен (по типу расслоения, изображенного на рис. 7). Многослойность структуры отдельной бусины может быть представлена в виде многослойности луковичеобразной модели (рис. 9), внешние силовые линии которой замыкаются в осевой ее области. Возможно, что в сжатом виде структура бусины отражает структуру и циклы развития ожерелья. Слои и пачки слоев этой модели представляют последовательные совокупности; вращение слоев относительно друг друга в основном взаимно скомпенсировано и незначительные различия компенсируются энерго-

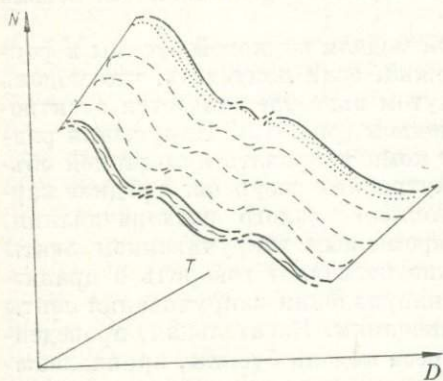


Рис. 7. Схематическая трехмерная диаграмма концентрации — рассеяния.

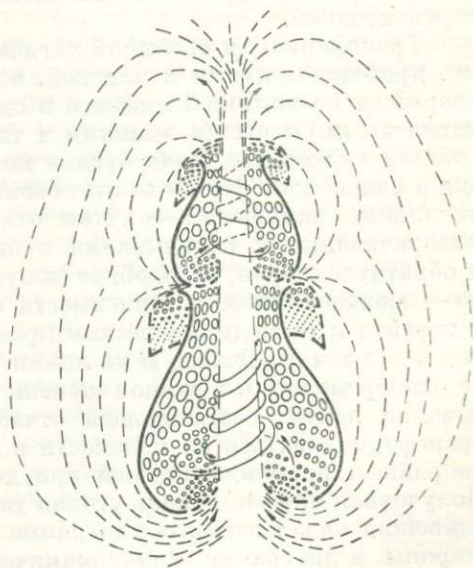


Рис. 8. Схематическая логическая модель взаимодействия двух бусин мировой линии эволюции морфоструктур.

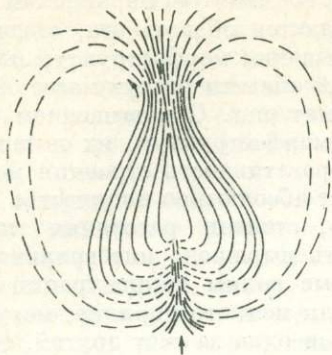


Рис. 9. Схематическая луковичнообразная логическая модель, показывающая многослойность волновой бусины.

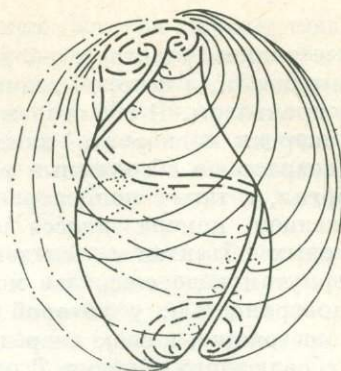


Рис. 10. Схематическая логическая модель единичной бусины мировой линии эволюции морфоструктур.

и массообменом (ростом). Существенную роль в этой последней модели имеет упругость слоев. По аналогии с закручиваемой резиной резиномотора, которая по достижении определенного предела упругости начинает наращивать второй и следующие слои спирали, в слоистой модели могут наращиваться и перестраиваться внутренние слои, получающие в результате сжатия и утонения способность к дополнительному закручиванию. Подобный механизм, возможно, лежит в основе изменения способа заполнения электронных орбит атомов при наращивании слоев в результате усложнения и уплотнения ядра. Вероятно, хотя и не обязательно, что все разнообразие типов природных процессов может быть в основном смоделировано семислойной моделью. Так, в фанерозое было 7 этапов эволюции Земли, мировой ряд морфоструктур состоит из 14 (7×2) главных классов, в периодической системе элементов — 7 периодов и свойства периодичны через 7, число элементов в группах лантаноидов и актиноидов равно 14 (7×2), элемент № 14 (кремний) является главным элементом земной коры, а никель (7×4), напротив, наиболее типоморфен для глубин Земли, начиная с полония (7×12) все последующие элементы сильно радиоактивны и т. д. Разработка в этом плане объемных динамических моделей периодической системы элементов представляется весьма перспективной.

Трансформация объемной логической модели волновой бусины в форму, приближающуюся к плоской, возможна, если допустить, что модель разрезана по винтовой линии и в свернутом виде удерживается электромагнитными силовыми линиями и тяготением (рис. 10). Нарушения равновесия в сжерелье такая бусина может компенсировать пульсацией объема и изменением формы за счет своих внутренних ресурсов, а редкие кардинальные нарушения — путем относительно резкого разворачивания, выворачивания и схлопывания с одновременным закручиванием ленты в обратную сторону. Подобное допущение позволяет говорить о правизне — левизне модели в зависимости от направления закручивания ленты и перейти к термодинамическим представлениям. Касательная, проведенная через точку, лежащую на линии разреза модели бусины, принадлежащая одновременно и в равной степени обоим сторонам разреза, при развертывании ленты, сохраняющей отчасти волнообразный характер, будет трансформироваться на плоскости в две линии, представляющие систему координат, приближающуюся при деформации ленты к прямоугольной. Полученная при этом сколь угодно узкая фигура с какой-то степенью приближения может отвечать диаграмме концентрации — рассеяния, с одной стороны, и диаграмме термодинамического цикла Карно — с другой.

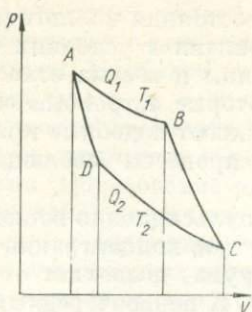


Рис. 11. Термодинамический цикл Карно.

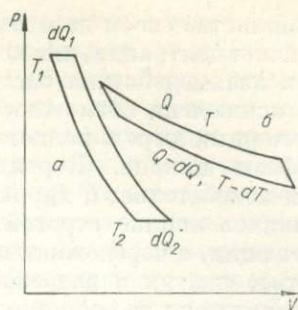


Рис. 12. Два типа бесконечно малых циклов Карно.

Циклы Карно могут быть прямыми (при ходе процесса по часовой стрелке на рис. 11) и обратными. Поэтому пара сопряженных систем, работающих одновременно по прямому и обратному циклам Карно, в основе представляет собой самостоятельную более сложную систему. Аналогия с такой сдвоенной системой находит отражение в группах, объединяющих по два главных класса мировых морфоструктур (см. табл. 1). Отнесение представления о цикле Карно к любым классам морфоструктур основано на том, что эффект цикла, отражающий работу по концентрации или рассеянию вещества, не зависит от рабочего тела. В целом любой цикл Карно, как и любой другой обратимый цикл, может быть заменен бесконечно большим числом бесконечно малых циклов Карно. Бесконечно малые циклы Карно могут быть двух типов (рис. 12) — в зависимости от того, что будет бесконечно малым: изотерма или разности температур. Как известно, циклы Карно наиболее выгодны по термодинамическому КПД, который возрастает с увеличением разности температур. В рассматриваемом нами случае перепады температур близки к максимально возможным, поэтому КПД близок к единице.

Переход к термодинамическим циклам Карно возможен и при рассмотрении эволюции совокупности морфоструктурных объектов во времени. Так, допустим, что тип зависимости на диаграмме концентрации — рассеяния будет постепенно изменяться с течением времени от точки А к точке В (рис. 13). При переходе от точки А максимальной концентрации к точке В максимальной концентрации линия зависимости будет закономерно изменять ориентировку, отражая своим вращением изменения состояния концентрации. В целом эта диаграмма концентрации — рассеяния также служит аналогом термодинамического цикла Карно, что неудивительно, так как давление является функцией количества взаимодействующих частиц, а объем — функцией их размера. Каждое состояние отдельной совокупности морфоструктурных объектов представляется подобным бесконечно малому циклу Карно. Если рассматривать под этим углом зрения вышеупомянутую диаграмму Герцшпрунга—Рассела, то возможно, что последовательности звезд, иные чем главная последовательность, отражают различные фазы разных крупных и потому медленно развивающихся циклов Карно. По-видимому, в реальных условиях системы, в которых работа совершается по принципу циклов Карно, составляющих, в свою очередь, более крупные циклы и состоящих из более мелких циклов.

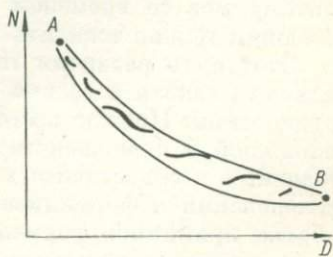


Рис. 13. Диаграмма концентраций — рассеяния — аналог термодинамического цикла Карно.

лов, в большинстве своем не проходят через состояния полного рассеяния или полной концентрации, поскольку эти понятия в условиях сложного движения и взаимодействия систем непостоянны и весьма относительны. Однако не исключена возможность, что некоторые астрономические объекты типа «черных дыр» и радиогалактик отражают подобные критические точки и фазы циклов. Вероятнее всего, процессы эволюции носят циклически-колебательный характер.

Не являясь вполне строгой, подобная пульсационно-волновая концепция эволюции, с чередованием эпох и участков концентрации и рассеяния вещества, сжатия и разрежения континуума, позволяет отчасти по-новому взглянуть на эволюционные процессы. К первоочередным задачам дальнейших исследований, по-видимому, следует отнести обобщение данных о характере концентрации и рассеяния вещества при разнообразных природных процессах, сведение воедино известных физических законов (теории относительности, законов диспергирования и конденсации, представлений о свободной поверхностной энергии и т. д.), разработку методов трансформации логических моделей, создание единой трансформируемой модели, проверку работы единой модели в разных областях с последовательным ее усовершенствованием и созданием математической модели, разработку новых принципов учебного процесса на всех его стадиях.

Автор, не будучи специалистом во всех затронутых областях науки и поэтому не считая данную работу свободной от возможных ошибок, все же надеется, что эта концепция, высказываемая в порядке рабочей гипотезы, окажется небезытересной для прогнозирования и интерпретации и позволит более целеустремленно проводить и координировать исследования любых объектов в разных областях знания. Особенно важное значение могут иметь теоретические геоморфологические исследования, рассматривающие совокупности природных объектов различных масштабов, разной взаимной соподчиненности и возраста с использованием количественных характеристик формы и структуры объектов.

Как самостоятельная наука геоморфология оформилась сравнительно недавно. Однако это не является признаком ее незрелости, а напротив, обусловлено ее органическим вращением с глубокой древности во все области геологических и географических наук. Можно сказать даже более, что геоморфология в широком смысле слова является праматерью всех наших знаний о Земле и других планетах. Поскольку она изучает наиболее общие вопросы связи формы и содержания материи, базируясь на конкретных исследованиях отдельных объектов и их совокупностей, именно геоморфология должна обобщить данные различных наук с позиций диалектического материализма и разработать основы совершенной математической модели пространственно-временного континуума. Для этого надо, чтобы она прежде всего полностью перешла на математическую основу в описании характеристик, геометрических форм и структур объектов, а также в генетических описаниях самих процессов и связей различных процессов между собой. Тем самым она не будет дублировать геологические, географические и прочие исследования, а будет направлять развитие последних. Наиболее важные выводы об изменениях структуры континуумов со временем и о самых общих закономерностях процессов эволюции можно ожидать от палеогеоморфологии.

Этот путь развития геоморфологии, являющийся исторически неизбежным, связан с весьма значительными, но в принципе преодолимыми трудностями. Прежде всего они заключаются в необходимости разработки подвижной и совершенствующейся со временем системы объективно достоверных и сопоставимых оценочных критериев на основе генетических исследований и формализации понятий. Генетические обобщения и разработка принципов формализации в свою очередь предполагают переработку и переосмысление результатов исследований, проведенных в са-

мых разнообразных областях знания. Так, форма и особенности строения планет являются объектами изучения астрономии, планетарной геологии, планетологии. Наиболее крупные формы рельефа Земли (участки с корой континентального и океанического типов), отражающие, по-видимому, неоднородности первичного состава и зародившиеся еще на протопланетной стадии, являются объектами исследований в планетарной геологии и геохимии. Образование планетарных прогибов (геосинклиналей) и горных сооружений (орогенов), а также формирование разнопорядковых систем разломов рассматривается тектонистами. Приуроченность разнопорядковых современных водотоков к разнопорядковым разломам, заложенным еще в далеком геологическом прошлом, представляет область изучения, относящуюся к четвертичной геологии и к геоморфологии; характеристика же водных масс в этих водотоках относится уже к компетенции гидрологии. Ландшафты, развивающиеся в разных геологических и климатических условиях, изучаются специалистами в области физической географии, геоморфологии, морской геологии и т. д. Некоторые области знаний еще пока так и не охвачены геоморфологией, хотя многие принципы, разработанные в этих областях, безусловно, ей полезны и необходимы. Так, изучением формы и структуры кристаллов, исследованием их типоморфных и типохимических особенностей занимаются генетическая минералогия, кристаллография, геохимия и др. Морфоструктурным же анализом биологических объектов занимаются только соответствующие биологические науки (ботаника, зоология и т. д.). Вопросами циклической эволюции, унаследованности, обратимости и необратимости процессов, конвергенции и дивергенции признаков в настоящее время занимаются почти все науки. В связи с таким сложным расчленением системы знаний, имеющим тенденцию к дальнейшему разветвлению, при отсутствии эффективных обратных связей между науками, представляется весьма необходимым и своевременным на основании изучения процессов концентрации и рассеяния ставить вопрос о целенаправленном исследовании с помощью физики и математики структуры, свойств и эволюции пространственно-временного континуума.

ЛИТЕРАТУРА

- Вернадский В. И.* Размышления натуралиста. Пространство и время в неживой и живой природе. М.: Наука, 1975. 148 с.
- Виноградов А. П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
- Радкевич Р. О.* Проблема гидротермального рудообразования в связи с данными планетарной и региональной геологии на примере Кавказа. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отдел геологии, 1974, т. XIX (1, 2), с. 72—87, 89—105.
- Радкевич Р. О.* Гранулометрические типы осадков и провинции мелководного шельфа Охотского моря. — В кн.: Морская геология и геологическое строение областей питания. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 96—104.
- Ферсман А. Е.* Время. Пг.: Время, 1922. 16 с.
- Цареградский В. А.* К вопросу о деформациях земной коры. — В кн.: Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 149—224.

СТРУКТУРА РЕЛЬЕФА И ЕЕ АНАЛИЗ

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Полиструктурность, присущая рельефу как сложной системе, проявляется в том, что рельеф обладает двумя сосуществующими структурами: дискретной и непрерывной. Дискретная структура рассматривалась неоднократно. В этом случае рельеф характеризуется как иерархически упорядоченная совокупность форм [Поздняков, 1976; Кашменская, 1977; Хворостова, 1976; и др.]. Другой тип структуры специально почти не изучался.

Данная статья посвящена исследованию структуры рельефа, не подразделяемого на отдельные формы. Такой подход к рельефу известен из морфометрии [Философов, 1960, 1975], куда он перенесен из горной геометрии [Соболевский, 1932] и математической геоморфологии [Девдариани, 1966, Krcho, 1973]. В последнем случае рельеф описывается как поле высот земной поверхности (поле понимается в абстрактно-математическом смысле). В дальнейшем для того, чтобы выделять указанный аспект непрерывной поверхности, мы будем пользоваться условным термином «рельеф-поле».

Таким образом, наш объект исследования — непрерывная составляющая рельефа, или рельеф-поле. Попытаемся показать, что такое структура рельефа-поля и каковы методы ее исследования. Изучение структуры рельефа автор называет структурным анализом, следуя традициям системного подхода [Черванев, 1978]. Употребление термина «структура» как синонима «тектоника», видимо, нецелесообразно. В этом случае конкретно научное содержание термина резко противоречит общенаучному, что вносит путаницу и смешение понятий. В этом мы солидарны с А. И. Спиридоновым (1976). В условиях, когда технический прогресс способствует сближению научных дисциплин, согласование конкретно научной терминологии с общенаучной совершенно необходимо.

ДВЕ СОСТАВЛЯЮЩИЕ И ДВЕ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА

Рельеф одинаково часто отображается в виде непрерывной поверхности (карта в изолиниях) или в наборе дискретных элементов и форм (геоморфологическая карта), но геоморфологи предпочитают пользоваться вторым способом как основой геоморфологического картографирования. В обоих случаях имеет место отображение одного из свойств единого целого — рельефа, т. е. определенный исследовательский акт, позволяющий в разных случаях подчеркивать либо непрерывную, либо дискретную составляющую рельефа, создавая две модели одного и того же объекта (или одну из них).

Модельный характер геоморфологического исследования особенно хорошо прослеживается при анализе его дискретной структуры. Само членение рельефа на формы является условным, что неоднократно подчеркивалось Н. А. Флоренсовым (1976, 1978). Для иллюстрации достаточно сравнить между собой две геоморфологические карты одного участка рельефа, составленные различными авторами. Это сравнение показывает, что набор выделяемых форм рельефа оказывается более или менее различным в зависимости от того, в какой мере несхожи представления и задачи авторов карт. Членение рельефа на формы носит объективно-субъективный характер. Анализируя это известное явление, Н. А. Флоренсов по-

казал, что «и в понятии рельефа как целого, и отдельной его формы имеется как реальное, так и условное, но это не мешает им быть научными понятиями, как не мешает обозначаемым ими явлениям природы и существовать объективно, и быть объектами изучения особой научной дисциплины» (1978, с. 70).

Целесообразность выделения дискретной составляющей рельефа очевидна. Дискретная модель рельефа, отражающая эту составляющую, значительно проще, чем реальная поверхность. Предполагается, что внутри контура, характеризующего одну форму, рельеф однороден, т. е. он описывается одной точкой, а все формы, изображенные одним условным знаком, неразличимы. Возможность оперировать ограниченным набором форм положительно проявляется при геоморфологическом и ландшафтном картографировании, так как облегчаются описание, классификация, районирование и другие исследовательские процессы.

Однако в ряде случаев дискретная модель рельефа оказывается недостаточной. Это касается прежде всего изучения функционирования рельефа, когда требуется рассматривать пластику поверхности во всех ее особенностях. Анализ пластики поверхности немыслим без привлечения методов учения о поверхностях — дифференциальной геометрии. Использование аппарата этой науки способно поставить геоморфологическое описание на количественную основу. В рамках дискретной модели остаются вне поля зрения особенности его структуры, управляющие функционированием. Учитывая характер нашей задачи, мы впредь будем рассматривать непрерывную модель рельефа, так как она лучше передает те его черты, которые определяют структуру и функционирование.

Непрерывная составляющая рельефа обусловлена положением рельефа на границе двух геосфер (в связи с чем он не может содержать разрывов). Это свойство — непрерывность — проявляется на протяжении всей истории его развития, т. е. всегда, пока существуют геосферы. То, что в палеоморфологии принято выделять отдельные эпохи рельефообразования, а не рассматривать последнее как единый процесс, является результатом временной дискретизации этого процесса, имеющей то же значение, что и пространственная дискретизация самого рельефа.

Таким образом, непрерывная модель рельефа отражает пространственно-временную его непрерывность, существующую объективно и выступающую в качестве важнейшего свойства, атрибута рельефа.

СТРУКТУРА РЕЛЬЕФА-ПОЛЯ

Функционирование рельефа, как и любой иной системы, происходит в рамках сложившейся структуры. Изменение структуры приводит к эволюции рельефа. В обоих случаях структуре принадлежит главенствующая роль в «жизни» системы. Устойчивый характер структуры определяется тем, что она опирается на самые устойчивые элементы рельефа, за которыми закрепляется название «инвариантные линии». Это название удачно передает свойство таких линий — неизменность их положения в рельефе в условиях деформаций и перекосов (без разрывов), т. е. именно то, что вкладывается в математическое понятие инвариантности. Инвариантные линии рельефа образуют сети. Понятие «сеть», применяемое для характеристики инвариантных линий, соответствует принятому в теории графов. П. К. Соболевский (1932) в качестве инвариантных линий выделил тельвеги и водоразделы, И. Крхо [Krch, 1973] выделяет линии перегиба ската.

Сети инвариантных линий изучены неодинаково. Большая часть литературы посвящена долинной сети. Наибольшую известность получили исследования Р. Хортон (1948), который сформулировал законы гидравлической геометрии и установил, что параметры речной системы

зависят от порядков водотоков и определяются ее структурой. Две структурные закономерности выявил Ю. Г. Симонов (1976), показав зависимость от порядка площадей водосборных бассейнов и долин склонов, опирающихся на русла определенного порядка. На основании этих зависимостей он пришел к выводу о том, что доля склонов, опирающихся на русла высоких порядков, убывает по мере роста порядка, роль местных условий в определении индивидуальных особенностей высокопорядковых рек тем меньше, чем выше этот порядок. Это означает возрастание степени устойчивости системы по мере роста ее порядка. Возможно, что указанный вывод — это одно из проявлений закона факторной относительности элементов гидрографической сети, установленного Н. И. Маккавеевым (1971), в соответствии с которым различные звенья гидрографической сети не одинаково и неодновременно реагируют на внешние воздействия. Таким образом, закон факторной относительности определяет зависимость функционирования гидрографической сети от структуры, т. е. имеет структурный характер.

В последние годы интересные результаты получены И. Н. Гарцманом (1974), И. Н. Гарцманом и др. (1976). Эти авторы исследовали топологию речных систем, установили зависимости между топологическими и метрическими показателями речных систем, отметив определяющее значение структуры в функционировании этих систем. Закономерности, рассмотренные в этих и других работах, имеют структурный характер.

Мы можем лишь незначительно дополнить структурные характеристики сети тальвегов. Продолжая исследования И. Н. Гарцмана и других, отметим, что сеть тальвегов связна и древовидна (оба понятия заимствованы из теории графов), ей присущи ориентированность и упорядоченность.

Связность сети тальвегов определяется тем, что внутри одной эрозионной системы из любой точки любого тальвега можно попасть в любую иную точку того же или другого тальвега. Поскольку эта сеть к тому же не имеет замкнутых ходов (если не рассматривать особенности русла, принимая его за одну линию), т. е. лишена циклов, она называется древовидной. Ориентированность сети тальвегов очевидна. Ее упорядоченность состоит в том, что отрезки сети (на модели им отвечают дуги ориентированного графа) и ее узлы (вершины графа) соподчинены таким образом, что элементы более высокого ранга образуются слиянием элементов низшего на единицу ранга, расположенных выше по течению. Граф, отображающий сеть тальвегов, мы вслед за А. Шайдеггером [Гарцман и др., 1976] будем называть хортонианом. Он представляет собой бинарное дерево, которое может анализироваться топологически.

Топологический анализ возможен тогда, когда реальную сеть отобразим в виде дерева, для элементов (дуг) которого указано направление, а также известны порядки дуг и ранги вершин. Такое дерево подобно реальной сети только в указанных отношениях. Оно является средством изучения свойств реальной сети, не зависящих от ее расположения, длины отрезков, наличия притоков низшего порядка, впадающих в тальвеги более высокого порядка, и т. д. Топологические свойства такого дерева определим как:

— топологическое расстояние — число дуг на пути из одной вершины до другой;

— ранг вершины — число на единицу больше порядка дуг, входящих которых создает ранг данной вершины;

— порядок дуги — аналогичен порядку тальвега.

Анализ хортониана позволяет установить связь ранга вершины m с числом ребер графа S_m ,

$$S_m = 2^m - 2; \quad \frac{m}{S_m} \begin{matrix} 2 & 3 & 4 & 5 \\ 2 & 6 & 14 & 30 \end{matrix}$$

и зависимость ранга вершины m от числа вершин P_m , находящихся ближе к истоку,

$$P_m = 2^{m-1} - 2; \frac{m \ 2 \ 3 \ 4 \ 5}{P_m \ 0 \ 2 \ 6 \ 14}.$$

Благодаря этим свойствам можно показать, что два хортониана, отображающие две сети тальвегов, изоморфны, если имеют старшую вершину одного ранга.

Топологический подход дает возможность абстрагироваться от некоторых деталей реальной сети для того, чтобы подчеркнуть главное. Он служит также средством использования для геоморфологических целей математического аппарата теории графов. Топологическое отображение сети служит задачам ее структурного описания.

Сеть водоразделов исследована в меньшей степени и мало изучалась специально. Отметим лишь работы В. П. Философова (1960, 1975) и Г. С. Ананьева (1978). Эта сеть в морфометрии является основой построения одной из морфометрических карт — вершинной поверхности и используется для анализа деформаций геоморфологических уровней [Волков, 1964; Проходский и др., 1964; и др.].

Сеть водоразделов не полностью подобна сети тальвегов. Ее отличия состоят в следующем.

1. Сеть тальвегов ориентирована. Сеть водоразделов не ориентирована, так как невозможно указать направление, в котором меняются ее высоты в масштабах всей сети.

2. Нет возможности построить порядки водоразделов по независимой от тальвегов схеме, так как водоразделы любого порядка сливаются своими «корнями» в общем узле. Поэтому, в зависимости от того, от какого водораздельного «дерева» начнем исчисление порядков, получим различный порядок главного водораздела — «корня».

По этой причине единственно возможным является построение порядков по зависимой схеме, когда в качестве порядка водораздела принимается порядок младшего из разделяемых им тальвегов [Философов, 1975].

3. Не выявлены законы внутренней организации водоразделов, подобные законам Р. Хортон, Ю. Г. Симонова и др., но указывалось, что водоразделы различного порядка неодинаково реагируют на внешние воздействия [Ананьев, 1978], т. е. проявляется закон факторной относительности Маккавеева. Последнее позволяет предполагать, что специальное исследование водораздельных сетей с той же детальностью, как изучались долинные сети, позволило бы вскрыть закономерности, общие для обеих сетей.

4. В сети водоразделов нет взаимосвязи между рангом вершины и порядком, так как порядок определяется в зависимости от смежных тальвегов, а не от вершин. Поэтому возникает несоответствие между структурным (порядок, ранг) и морфологическим определениями одного и того же водораздела или двух сравниваемых водоразделов: по одному показателю они сопоставимы, по другому — нет, и наоборот. Эти особенности касаются также и функциональных различий. Например, небольшой водораздельный отвершек в конце высокопорядкового водораздела, разделяющего тальвеги высокого порядка, находится с ними в ином функциональном отношении и развивается активнее, чем центральная часть того же водораздела. Последняя расположена, как правило, на значительном удалении от тальвегов любого порядка и поэтому более консервативна.

Таким образом, сопоставимость сетей тальвегов и водоразделов ограничена, однако, несмотря на указанные различия, они обладают важными для структурного анализа общими свойствами: древовидностью и согласованностью (при использовании зависимой схемы упорядочения водоразделов) порядков. Этих свойств достаточно, чтобы указанные сети мог-

ли рассматриваться сопряженно как структурная основа рельефа-поля.

Как уже отмечалось, рельеф обладает еще одной сетью. Она образована линиями перегиба ската. Эта сеть не является древовидной, так как разрушается на плоских склонах и образует циклы на склонах сложного профиля. Таким образом, она резко отличается в отношении своих важнейших свойств от сетей тальвегов и водоразделов и в целях структурного анализа использоваться нами не может.

СТРУКТУРНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ И АБСТРАКТНЫЕ «РЕЛЬЕФЫ»

На основании двух сетей рельефа — тальвегов и водоразделов — могут быть выделены структурные поверхности и абстрактные «рельефы». Структурные поверхности, базисная и вершинная, общеизвестны. Каждая из них является воображаемой поверхностью, которой принадлежат соответственно тальвеги и водоразделы одного (монобазисная, моновершинная) или нескольких (полибазисная, поливершинная) порядков. Эти поверхности, будучи реальными только по линиям тальвегов и водоразделов, в то же время определяют развитие и функционирование всего рельефа.

Общеизвестно, что потенциальная энергия единичной массы зависит от высоты. По отношению к частице на поверхности рельефа можно говорить о полной ее энергии, которая определяется абсолютной высотой, или гипсометрическим потенциалом. В то же время реальный геоморфологический процесс определяется не всей высотой (величиной гипсометрического потенциала), а той частью, которая зависит от положения данной точки, в которой находится частица, над «своим» базисом денудации. Эту часть гипсометрического потенциала можно бы назвать потенциалом морфометрическим.

Но развитие рельефа в данной точке под влиянием гравитационной энергии зависит не только от положения относительно нижнего базиса денудации. Существенно также положение верхнего базиса денудации, но опять же «своего» по отношению к данной точке. Влияние верхнего базиса состоит в том, что в зависимости от его высоты по отношению к той же точке будет меняться масса и эродирующая способность транзитного водного потока, потока наносов и т. д. Следовательно, чтобы судить о процессах, происходящих в рельефе, необходимо знать положение каждой его точки относительно нижнего и верхнего базисов денудации соответствующего порядка.

Вершинная поверхность представляет собой верхний, а базисная нижний базисы денудации рельефа. Они являются таковыми только по отношению к рельефу соответствующего и низших порядков, но сами, в свою очередь, зависят от базисов более высоких порядков. Следовательно, одна и та же точка рельефа, подчиняясь «своему» верхнему и нижнему базисам, опосредованно зависит и от других базисов, а один и тот же рельеф в разных своих частях опирается на различные базисы денудации. Эта цепочка воздействий гипсометрического потенциала через ряд морфометрических потенциалов различных порядков определяется, с одной стороны, самим гипсометрическим потенциалом, с другой — структурой рельефа и положением данной точки в этой структуре. Поэтому, изучая функционирование рельефа, необходимо начинать с разложения его на порядки. Мы будем пользоваться для этой цели разложением по инвариантным линиям.

Для построения абстрактного рельефа определенного порядка требуется выделить инвариантные линии того же порядка двух типов — базисного (тальвеги) и вершинного (водоразделы). Они образуют каркас

рельефа указанного порядка. Чтобы построить такой рельеф, достаточно «обтянуть» этот каркас гранями. Получим рельеф, который реален в том смысле, что он опирается на реально существующий каркас инвариантных линий. В то же время он абстрактен, так как не существует как реальная поверхность. Его грани могут проходить над (под) реальным рельефом. Построенный таким образом рельеф является одной из моделей рельефа реального, именно его структурной моделью заданного порядка. Он обладает инвариантными линиями только одного порядка, но двух типов. Будем называть его монорельефом k -го порядка, где k означает избранный порядок инвариантных линий. Перебирая все порядки инвариантных линий, получим полный набор монорельефов, характеризующий реальный рельеф.

Таким образом производится разложение рельефа на порядки, т. е. его структурная декомпозиция. Каждый порядок рельефа представляет собой систему реальных тальвегов и водоразделов и воображаемых граней, следовательно, образует определенный системный уровень, своеобразный «структурный пласт» рельефа. Таких «пластов» будет столько, сколько порядков имеют структурные линии, именно порядки тальвегов, так как они определяют, по зависимой схеме, и порядки водоразделов. Поскольку порядок сети тальвегов топологически определяется рангом старшей вершины этой сети, следовательно, последняя задает всю структуру рельефа. Чтобы определить структуру рельефа на топологическом уровне, т. е. указать число порядков инвариантных линий и «структурных пластов», или порядков рельефа, необходимо найти старшую вершину сети тальвегов и установить ее ранг.

Способ выделения полирельефа ясен из предыдущего описания построений, применяемых для выделения монорельефа, и отличается от последнего только учетом большего числа инвариантных линий.

Полирельеф k -го порядка включает элементы $k, k + 1, \dots, k + i, \dots, k + m$ -го порядков, где m — число, обозначающее количество порядков, превышающих заданный. Например, если рельеф имеет 5 порядков инвариантных линий, а строится полирельеф 2-го порядка, тогда $m = 3$. Для того чтобы выявить значение «структурного пласта» k -го порядка, необходимо вычесть из полирельефа k -го порядка полирельеф $k + 1$ порядка. Очевидно, что на инвариантных линиях k -го порядка разность будет равна нулю, отличаясь от нуля во всех других точках исследуемого реального рельефа. Повторяя процедуру вычитания полирельефов, получим разностные поверхности, характеризующие вклад каждого порядка структуры рельефа в рельеф реальный, т. е. осуществим его структурную декомпозицию. Разности полирельефов отвечают монорельефам соответствующего порядка.

Таким образом, мы смогли выявить структурные элементы реального рельефа в виде набора структурных уровней. Для того чтобы реальный рельеф охарактеризовать, нам потребовалось выявить и соответствующим образом отобразить две сети инвариантных линий, полирельефы всех порядков и разности полирельефов или монорельефы всех порядков. Структурный ряд, образованный набором элементов различного порядка, будем называть вертикальным структурным рядом рельефа. Горизонтальный структурный ряд в данной работе не рассматривается.

ОПИСАНИЕ СТРУКТУРЫ РЕЛЬЕФА

Каждой точке реального рельефа с фиксированными координатами X, Y, A соответствует по одной точке на каждом абстрактном рельефе. Соответствующая точка абстрактного рельефа будет обозначаться как X, Y, a_j , где a_j — вертикальная координата. Каждой реальной точке

соответствует столько точек на абстрактных полирельефах, сколько порядков имеют инвариантные линии. Значения a_1, a_2, \dots, a_n третьей координаты (1, 2, ... — порядок полирельефа) расположим по порядкам и получим вектор $\{a_1, a_2, \dots, a_n\}$, длина которого зависит от максимального порядка структуры рельефа. В точках, принадлежащих инвариантным линиям, некоторые значения третьей координаты будут повторяться. Таких повторений будет тем больше, чем выше порядок инвариантной линии. В точке старшей вершины сети тальвегов все значения a_j будут равны абсолютной высоте данной точки.

Для того чтобы подчеркнуть эту особенность численного описания структуры рельефа, целесообразно сделать его разностным, вычитая смежные значения вектора: $r_j = a_j - a_{j+1}$. Тогда получим вектор разностей $\{r_j\}$, причем в точках на инвариантных линиях некоторые элементы этого вектора будут нулевыми. Таковыми, в частности, окажутся значения разностей r_{k+m} порядков, где k — порядок инвариантной линии; m — любое вещественное число. В точке старшей вершины все значения разностей будут нулевыми.

Структурная характеристика рельефа по линии произвольного профиля представляет собой двумерную матрицу. Та же характеристика участка рельефа образует трехмерную матрицу. Элементами матрицы служат или значения третьей координаты абстрактных рельефов, или же их разности — в зависимости от целей описания. Столбцы соответствуют координатам X, Y или одной из них, строки отвечают порядкам полирельефов.

Такое описание дает возможность автоматизировать анализ структурных построений. В частном случае результатом такого анализа является выделение аномалий рельефа, например, для морфоструктурных исследований. Это описание в более общем случае может служить основой формального языка, позволяющего описывать и анализировать рельеф, минуя графическое его отображение, что перспективно в связи с необходимостью комплексной автоматизации обработки информации о рельефе, получаемой автоматически, например с помощью аэрокосмической съемки.

ЛИТЕРАТУРА

- Ананьев Г. С. Закономерности формирования междуречий в горных странах. Автореф. докт. дис. М., 1978. 61 с.
- Волков Н. Г. Карта изодеф Днепровско-Донецкой впадины и ее тектоническая интерпретация. — Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 5.
- Гарцман И. Н. Топология речных систем и проблемы зональности в географии и гидрологии. — Докл. Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1974, вып. 44, с. 33—41.
- Гарцман И. Н., Казанский Б. А., Корытный Л. М. Структурная мера речных систем и ее индикативные свойства (на примере систем Южно-Минусинской котловины). — Докл. Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976, с. 54—61.
- Девдарьяни А. С. Математические методы. Итоги науки. Геоморфология. Вып. 1. М.: ВИНТИ, 1966. 142 с.
- Кашменская О. В. О некоторых проблемах системного подхода в геоморфологии. — В кн.: Методологические проблемы научного познания. Новосибирск: Наука, 1977, с. 197—214.
- Маккавеев Н. И. Сток и русловые процессы. М., 1971. 314 с.
- Поздняков А. В. Развитие склонов и некоторые закономерности формирования рельефа. М.: Наука, 1976. 112 с.
- Проходский С. И., Сидоренко В. И., Черванев И. Г. Анализ деформаций геоморфологических уровней в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. — Вести Харьковского гос. ун-та, № 2, Сер. географ., 1964, вып. 1, с. 40—51.
- Симонов Ю. Г. Анализ геоморфологических систем. — В кн.: Актуальные проблемы теоретической и прикладной геоморфологии. М.: Геогр. об-во СССР (Московский филиал), 1976, с. 69—91.
- Соболевский Ш. К. Современная горная геометрия. — Социалистическая реконструкция и наука, 1932, вып. 7, с. 42—78.

- Спирidonov A. И.* О понятиях «морфоструктура» и «морфоскульптура». — В кн.: Актуальные проблемы теоретической и прикладной геоморфологии. М.: Географ. об-во СССР (Московский филиал), 1976, с. 7—16.
- Философов В. П.* Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1960. 115 с.
- Философов В. П.* Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1975. 230 с.
- Флоренсов Н. А.* Некоторые аспекты понятия «возраст рельефа». — Геоморфология, 1976, № 1, с. 13—22.
- Флоренсов Н. А.* Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 237 с.
- Хворостова З. М.* О системном подходе к изучению геоморфологической формации. — В кн.: Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 21—31.
- Хортон Р.* Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М.: ИЛ, 1948. 403 с.
- Черванев И. Г.* Структурный анализ рельефа и его автоматизация. — В кн.: Карты полей плотности в географических исследованиях. Иркутск: изд. Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока, 1978, с. 103—112.
- Krsko J.* Morphometric Analysis of Relief on the Basis of Geometric Aspect of Field Theory. — Acta UC. Physic. geographica, Bratislava, 1973, N 1, с. 7—233.

Ю. Ф. Чемяков

НАПРАВЛЕННОСТЬ И ЦИКЛИЧНОСТЬ КАК ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ЗЕМЛИ

Движение и развитие — наиболее общий закон природы, и в частности рельефа земной поверхности. Поэтому исследование данного феномена является важнейшей задачей теоретической геоморфологии.

Анализируя эту проблему, следует исходить из того основного положения, что рельеф Земли представляет собой целостную единую материальную геоморфосистему высокого таксономического ранга, отдельные элементы которой взаимосвязаны и взаимообусловлены, характеризующаяся не простой механической совокупностью последних, а обладающую эмерджентными свойствами, т. е. новыми свойствами целого, не выводимыми из свойств ее частей. В пределах геоморфосистемы наблюдаются системы более низких таксонов. Чем ниже таксон, тем многочисленнее количество морфосистем. Подчеркнем, что геоморфосистемой и морфосистемами называются целостные системы рельефа, обладающие эмерджентными свойствами и включающие взаимосвязанные и взаимообусловленные элементы любого генезиса (как эндогенные, так и экзогенные). Следовательно, определение, принятое нами, существенно отличается от толкования этого термина Ю. Г. Симоновым (1972), слишком одностороннего, чтобы можно было его принять.

В морфосистемах, так же как и в других объектах материального мира, время и пространство неотделимы друг от друга и лишь для более глубокого анализа этих двух основных компонентов систем их можно рассматривать раздельно. Цель нашего анализа — изучение процессов морфогенеза в историческом аспекте, анализ направленного и циклического компонентов морфогенеза. Результаты исследования изложены ниже.

Наиболее общим и универсальным геоморфологическим законом является направленность и цикличность морфогенеза. Он формулируется следующим образом: развитие рельефа имеет направленно-циклический усложняющийся характер. Этот единый процесс, следовательно, включает направленную и циклическую составляющие.

Направленная составляющая отражает необрати-

мость процесса морфогенеза. Она реализуется в виде сменяющих друг друга этапов. Этапом называется отрезок геоморфологической истории развития изучаемого объекта, характеризующийся неповторимыми особенностями по сравнению с предшествующими и последующими временными интервалами. Эта закономерность может быть названа этапностью морфогенеза. Отождествлять этапы с циклами (как это иногда делается) неправильно, так как в этапности нет правильного однообразного повторения однотипных явлений. Так, например, повторяемость трансгрессий не может быть признана цикличностью, если каждая из трансгрессий характеризуется по сравнению с другими неповторимыми особенностями и временные их объемы не сопоставимы.

Выделение этапов — субъективная научно-исследовательская и логическая операция, в основе которой лежит личный опыт исследователя, творчески освоенный им коллективный опыт предшествующих исследователей и его современников-ученых, та или иная гипотеза, концепция, теория. Поэтому этапы, выделяемые различными учеными, могут быть весьма различными по критериям распознавания, содержанию, временным объемам. Обычно этапы выделяются по смене трансгрессий регрессиями, ледниковых и межледниковых эпох, поднятий погружениями и т. д. и т. п. Длительность их может быть различной. Критерий правильного выделения этапов — их соответствие реальной исторической действительности.

Основной принцип выявления этапов — поиск различий в процессе морфогенеза, в формировании рельефа в те или иные отрезки геоморфологической истории. Выделение этапов лежит в основе периодизации истории развития морфогенеза, т. е. в основе построения геоморфологической истории и хронологии. Примерами планетарных этапов служат палеозойская, мезозойская и кайнозойская эры, в течение которых условия морфогенеза и рельеф Земли необратимо изменялись. Локальные этапы не имеют глобального охвата. Они выделяются в пределах ограниченных участков Земли и, как правило, не сопоставимы с этапами, намечающимися в других районах. Так, например, этапы развития рельефа Сибирской платформы и Курильских островов по своим характеристикам резко различаются. Локальная этапность обуславливается неодинаковой историей развития рельефа мегаблоков земной коры.

Смена одних этапов другими может быть то резкой, то постепенной во времени.

Как планетарные, так и локальные этапы могут быть различными по временному объему. При выделении их необходимо использовать систему подчиненных друг другу таксонов (например, мегаэтап, гигаэтап, макроэтап, мезоэтап, микроэтап и т. п., или этап 1-го порядка, этап 2-го порядка и т. д.).

Неправильный анализ этапности развития рельефа Земли в ее геоморфологической истории может вызвать крупные ошибки. Так, например, И. П. Герасимов и Ю. А. Мещеряков (1964) пришли к ошибочному выводу о том, что на границе триаса и юры геологический этап развития Земли сменился геоморфологическим. Ошибочность этого вывода очевидна. Ни один геолог и ни один геоморфолог не может согласиться с ним. Нет никакого сомнения в том, что геологический этап развития Земли не прекратился после триаса и продолжается до наших дней. С другой стороны, не вызывает сомнения и тот факт, что рельеф на Земле существовал с момента ее оформления как планеты и до наших дней. Таким образом, указанные взгляды И. П. Герасимова и Ю. А. Мещерякова противоречат исторической действительности, которая говорит о том, что геологический и геоморфологический этапы развития Земли не сменяют друг друга, а развиваются параллельно.

Цикличность морфогенеза проявляется в виде сменяющихся друг друга геоморфологических циклов (морфоциклов). Для мегарельефа Земли наибольшее значение имеют морфоциклы длительностью 4-6, 15-20, 30-40, 150-200, 600 млн. лет. Любой морфоцикл состоит из мобильной и стабильной фаз.

Планетарная цикличность проявляется в виде смены глобально синхронных фаз активизации и стабилизации эндоморфогенеза или в виде чередования фаз потепления и похолодания, фаз увлажнения и аридизации климата и т. д. Геоструктурная неоднородность земной коры и физико-географическая неоднородность географической оболочки обуславливаются тем, что планетарная цикличность в отдельных участках Земли реализуется в виде локальной цикличности. Последняя проявляется в форме локальных вариантов морфоциклов, среди которых различаются следующие основные типы: морфоциклы геосинклинальных областей, морфоциклы эпигеосинклинальных складчатых и складчато-глыбовых подвижных областей, морфоциклы платформ и морфоциклы эпиплатформенных складчатых и складчато-глыбовых подвижных областей. Каждый из этих морфоциклов может быть денудационным (в районах прогрессирующих прерывистых воздыманий) или аккумулятивным (в районах прогрессирующих погружений).

Концепция морфоциклов, развиваемая нами, значительно отличается от гипотезы географических циклов В. М. Дэвиса. Последняя построена в основном на анализе экзоморфогенеза. Циклы выделяются В. М. Дэвисом по экзогенным процессам (эрозионный цикл, ледниковый цикл, аридный цикл, карстовый цикл и др.). Исходной аксиоматической предпосылкой концепции морфоциклов является обусловленность мегарельефа Земли эндогенными процессами. Концепция эта синтезирует те значительные достижения геологии, тектоники, геофизики, которые накопились за последние десятилетия. Если эти науки обогатили концепцию морфоциклов, то, в свою очередь, в порядке обратной связи, она обогащает геоморфологию, географию, геологию и тектонику, помогая решать крупные теоретические проблемы и практические задачи.

Анализ морфоциклов — поиски сходства процессов эндо- и экзоморфогенеза, повторяющихся неоднократно через более или менее равные промежутки времени, различны для разных таксономических уровней. Этот принцип противоположен основному критерию выявления этапности (поискам различий). Именно поэтому нельзя отождествлять этапы и циклы.

Подобная ошибка допущена И. П. Герасимовым (1970), выделяющим в рассмотренном выше «геоморфологическом этапе развития Земли» три макроцикла: макроцикл формирования базальной поверхности выравнивания (юра—мел), макроцикл формирования денудационного ярусного рельефа (палеоген—неоген) и макроцикл террасового геоморфологического развития (четвертичный период). Каждый из этих циклов, по И. П. Герасимову, типичен только для определенного интервала геоморфологической истории. Он индивидуален, специфичен и не повторяется в других интервалах геохронологической геоморфологической шкалы, т. е. содержит все характерные признаки не цикла, а этапа. К тому же эти «макроциклы» очень различны по длительности (первый—около 120 млн. лет, второй — 60 млн. лет и третий — 1 млн. лет), что также противоречит их квалификации как «макроциклов», уже не говоря о том, что последний «цикл» ни в коем случае не может рассматриваться как «макроцикл» по своей незначительной длительности. Ошибочно также утверждение И. П. Герасимова, что террасообразование наблюдалось только в четвертичное время, что ярусный денудационный рельеф характерен толь-

ко для палеогена и неогена и что поверхности выравнивания формировались только в юрско-меловое время. Так, например, многие исследователи базальной поверхностью выравнивания для современного рельефа считают палеогеновую, позднеолигоценовую или плиоценовую поверхности выравнивания. Поверхности выравнивания формировались на земной поверхности и в более ранние эпохи (Чемеков, 1975). Однако признание повторяемости рассмотренных явлений было бы неприемлемым для гипотезы Герасимова, так как оно приводит к ее полному крушению.

Как указывалось, направленная и циклическая составляющие сочетаются в едином процессе морфогенеза. В результате их интерференции морфоциклы, обладая определенными повторяющимися особенностями, одновременно отличаются определенной же направленностью развития. Так, например, последний цикл геосинклинального морфогенеза отличается от первого цикла того же типа (появлением интрагеоантиклинальных хребтов, большей степенью выполнения геосинклинальных бассейнов, усложнением морфоструктурного плана и т. д.), хотя в их развитии наблюдаются однотипные подвижные и стабильные фазы. Поэтому циклы следует рассматривать как отрезки восходящей спирали геоморфологического развития, а не замкнутые круги.

В наиболее общем геоморфологическом законе направленно-циклического усложняющегося развития морфогенеза проявляются такие основные законы диалектического материализма, как взаимозависимость и взаимообусловленность явлений, развитие как отмирание старого и возникновение нового, переход количества в качество, развитие как борьба противоположностей, поступательный характер процесса развития.

Не останавливаясь более детально на характеристике направленности и циклическости морфогенеза, так как она изложена во многих работах автора [Чемеков, 1959, 1964, 1967, 1968, 1970, 1973, 1975 и др.; Чемеков, Галицкий, 1974], перейдем к тому вкладу, который рассматриваемая концепция вносит в геологию и тектонику.

Эта концепция позволила нам построить классификацию основных геоструктурных элементов Земли с выделением таксонов различного ранга. Стала ясной бесперспективность и схоластичность спора, долго ведущегося тектонистами, о количестве основных геоструктурных элементов. Как известно, одни из них считали, что этих элементов два (геосинклинали и платформы), другие добавляли к ним складчатые (или орогенные) области, третьи — структуры типа «дива» и т. д. В действительности эта неразрешимая в прошлом проблема решается построением многоступенчатой таксономической типологической классификации тектонических элементов земной коры, которая и была предложена автором в 1968 и 1973 гг. [Чемеков, 1968, 1973 а, б]. В первом варианте [Чемеков 1968] наиболее высокими таксонами (1-го порядка) являются подвижные пояса и стабильные области (элементы). Таксоны 2-го порядка — океанические подвижные пояса, материковые подвижные пояса, океанические стабильные области и материковые стабильные области. Таксоны 3-го порядка (в пределах материков) — геосинклинальные области, эпигеосинклинальные подвижные области, платформы, эпиплатформенные подвижные области. Могут быть выделены таксоны и более низких рангов (вплоть до отдельных складок или их частей). Таким образом, на каждом таксономическом уровне количество тектонических элементов различно, что снимает спор тектонистов. Классификация таксонов 3-го порядка производилась на основе анализа морфоциклов, выделением их типов на уровне геоструктурных областей. Второй опыт тектони-

ческой систематики разработан нами на основе новой глобальной тектоники (1973б).

Анализ морфоциклов позволил более полно и всесторонне обосновать понятие и содержание геологического цикла [геоцикла, по Ю. Ф. Чемякову, 1970], которое объединяет такие частные понятия, как тектонический цикл, цикл складчатости, цикл осадконакопления, геохимический цикл и др. Геологическая цикличность предполагает многократное чередование планетарно синхронных фаз активизации и фаз стабилизации основных геологических явлений. Каждый геоцикл, подобно морфоциклу, состоит из мобильной и стабильной фаз. Важно отметить, что гео- и морфоциклы неразрывно связаны друг с другом и синхронны во времени и пространстве.

В мобильные фазы геоциклов происходит планетарно синхронная активизация таких геологических процессов, как поднятия (в одних районах), погружения (в других), осадконакопления, складчатости, магматизм, вулканизм, образование контрастного рельефа. Как известно, В. В. Белоусов рисовал такую последовательность геологических событий в течение тектонического цикла: погружение → осадконакопление → складчатость → поднятие → выветривание и денудация. В действительности, как это неоднократно отмечалось нами, все эти явления протекают синхронно, а их наибольшая интенсивность наблюдается в мобильную фазу морфо- и геоцикла. В стабильную фазу они ослабевают, а некоторые из них и прекращаются, рельеф выравнивается с образованием денудационных и аккумулятивных поверхностей выравнивания и остаточных денудационных возвышенностей.

По гипотезе В. В. Белоусова тектонические циклы начинаются погружениями и заканчиваются поднятиями с образованием горного рельефа. Подобную схему он считал типичным случаем развития геосинклинали. Однако эта схема не может быть принята, так как геосинклинальный геоцикл начинается мобильной фазой с интенсификацией тектонических движений, осадконакопления, складчатости, магматизма, вулканизма, одновременным созданием интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей и образованием контрастного рельефа, согласованного с тектоническими элементами. Как показали исследования А. В. Пейве, В. М. Синицына, ряда других геологов и наши работы [Чемяков, 1975 и др.], «закрытие» геосинклиналей характеризуется ослаблением всех перечисленных процессов и выравниванием рельефа. Это составляет содержание второй, стабильной фазы геоцикла геосинклинали.

Ранее считалось, что развитие геосинклинали завершается общей инверсией тектонического режима. Да и теперь эта ошибочная точка зрения из-за определенного консерватизма исследователей господствует в научной литературе. Подчеркнем, что концепция морфоциклов не подтверждает этой гипотезы. После отмирания геосинклинали и выравнивания рельефа на ее месте рано или поздно возникает новый геоструктурный элемент — эпигеосинклинальная складчатая орогенная подвижная область. Ее рождение начинается с фазы активизации геологических явлений, которая служит началом первого геоцикла нового геоструктурного элемента. Эту фазу В. В. Белоусов и его многочисленные последователи ошибочно относят к заключительной стадии развития геосинклинали, называя ее общей инверсией геосинклинали. В действительности она ничего общего с геосинклиналью не имеет, так как геологическое развитие последней характеризуется особым тектоническим режимом, отличающимся от эпигеосинклинального с его прогрессирующими прерывистыми воздыманиями, орогенными формациями, развитием антиклинорий, синклипорий, горстов, грабенов, межгорных впадин (вместо интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей) и т. д. Меняется строение земной коры. В эпигеосинклинальных складчатых подвижных областях она становится менее

мозаичной за счет исчезновения промежуточных типов (субокеанической и субконтинентальной коры). Увеличивается мощность земной коры.

В последнее время В. В. Белоусов и его последователи вынуждены были признать существование самостоятельных эпигеосинклинальных орогенных режимов под давлением неопровержимых фактических материалов [Белоусов, 1978], что окончательно компрометирует идею о переходе геосинклиналей в платформы, считавшуюся аксиомой в трудах этих исследователей, но не имеющую ничего общего с реальной геологической действительностью.

Таким образом, эпигеосинклинальные орогенные складчатые области не имеют сходства с геосинклиналями и объединять их с последними в едином термине «геосинклиналь» невозможно. К сожалению, это до сих пор еще делают многие геологи, тектонисты и геоморфологи, относя начало формирования эпигеосинклинальных гор к завершающей стадии развития геосинклинали. Эти консервативные тенденции сильны и в современной металлогении и тем самым обедняют металлогеническую теорию. Однако еще менее обосновано отнесение эпигеосинклинальных гор к категории платформ каледонской, герцинской и тому подобной складчатости (В. В. Белоусов).

Анализ морфоциклов позволил расшифровать сложную историю развития эпигеосинклинальных орогенных областей, которая долгое время оставалась слабо изученной, так как предполагалось, что подобного тектонического элемента в самостоятельном виде не существует. Эта точка зрения, естественно, не способствовала изучению эпигеосинклинальных подвижных областей. Прежде всего отметим, что к этой категории относятся, по существу, все горные области СССР: Урал, Кавказ, Тянь-Шань, Алтай, Саяны, горы Забайкалья, Северо-Востока СССР, материковой части Дальнего Востока СССР. Они возникли на месте альпийских, герцинских, иеньшанских, каледонских геосинклиналей и с момента своего образования (после закрытия геосинклиналей) до настоящего времени находятся в стадии эпигеосинклинальных подвижных складчатых и складчато-глыбовых орогенных областей. Эта стадия складывается из серии гео- и морфоциклов (чем длительнее данный этап, тем больше их количество). Следы стабильных фаз денудационных морфоциклов запечатлены в геологических разрезах в виде структурных несогласий и стратиграфических перерывов, а в рельефе в виде реликтов древних поверхностей денудационного выравнивания. Аккумулятивные морфоциклы представлены соответствующими цикловыми геологическими телами.

Во время стабильных фаз морфоциклов, которые здесь неоднократно проявлялись, формировались поверхности выравнивания, коры выветривания и маломощные отложения, в какой-то степени сходные с платформенными. Подобного типа отложения, например, связаны со стабильной фазой морфоцикла, предшествующей неотектоническому этапу. Она проявилась на территории СССР во всех эпигеосинклинальных областях в конце олигоцена. Многие геологи и геоморфологи ошибочно принимают следы стабильных фаз морфоциклов за признаки существования платформ. Анализ морфоциклов позволяет со всей определенностью отвергнуть эту точку зрения. История развития эпигеосинклинальных областей (Урала, Кавказа, Тянь-Шаня, Алтая, Саян, гор Северо-Востока СССР, Забайкалья, Приамурья и др.) никогда в геологическом прошлом не прерывалась этапом настоящего платформенного развития. Эти области с момента своего возникновения и до настоящего времени являются эпигеосинклинальными орогенными областями и термин «эпиплатформенные», нередко применяемый к ним, не может быть принят. Платформа — элемент длительного геологического развития, возникающий в результате коренной перестройки структурного плана, с мощным осадочным чехлом и специфическим набором платформенных формаций и структурных форм. В текто-

ниже же эпигеосинклинальных областей отчетливо проявляются элементы унаследованности структурного плана (согласованность структурного плана геосинклиналей и возникших на их месте эпигеосинклинальных областей и даже отдельных структурных элементов).

Анализ морфоциклов позволяет по-новому оценить проблему активизации, которая теперь активно дискутируется, но не имеет однозначного решения и нередко принимает форму избирательной, сопряженной активизации. Разработанная нами гипотеза исходит из того, что активизация геологических процессов — это проявление мобильных фаз морфоциклов [Чемяков, 1975]. Она синхронно охватывает всю планету, проявляясь одновременно во всех (без исключения) геоструктурных областях Земли с различной интенсивностью и в разных формах. Морфоциклы проявлялись в геологической истории многократно, поэтому многократной была и активизация. Последняя эпоха активизации — миоцен-четвертичная мобильная фаза последнего, незавершенного планетарного морфоцикла.

Концепция морфоциклов дает возможность раскрыть сложную историю геосинклинального, эпигеосинклинального, платформенного и эпиплатформенного этапов. Ранее они рассматривались как локальные циклы, не синхронные друг другу. Анализ морфоциклов показывает, что каждый из перечисленных этапов складывается из нескольких (серии) морфоциклов. Их количество различно в зависимости от таксономического ранга. Так, например, в истории Русской и других платформ было несколько крупных и много мелких морфо- и геоциклов. Вывод этот важен, так как ряд исследователей отрицает наличие цикличности в развитии платформ. Процессы цикличного развития различных геоструктурных областей изучены нами на примерах хребтов Станового и Джугджура, Алданского щита и юго-восточной части Сибирской платформы, юга Верхоянской складчатой области, Сэтте-Дабана, южной части Охотско-Чукотского вулканогена, Охотского срединного массива, детально рассмотрены нами в монографии «Западное Приохотье» [Чемяков, 1975] с протерозоя до наших дней. Здесь следами морфоциклов являются цикловые геологические тела и структурные несогласия. Развитие всех геоструктурных областей складывается из серий морфоциклов. Частные типы морфоциклов являются локальными вариантами планетарных циклов.

Не останавливаясь на рассмотрении других проблем, в которые изучаемая концепция также вносит важный вклад, отметим, что метод анализа морфоциклов, применяемый совместно с методом анализа этапности, дает возможность вскрывать и изучать важные закономерности геолого-геоморфологического развития как всей Земли, так и ее отдельных геоструктурных элементов различного таксономического ранга.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Эндеогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
- Герасимов И. П. Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли. — Геоморфология, 1970, № 1, с. 19—27.
- Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. Геоморфологический этап в развитии Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1964, № 6, с. 136—143.
- Симонов Ю. Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. 361 с.
- Чемяков Ю. Ф. Основные этапы развития рельефа Приамурья и Западного Приохотья: М.: Геоморфол. комиссия АН СССР, 1959. 25 с.
- Чемяков Ю. Ф. Геоморфологические циклы. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1964, № 4, с. 136—141.
- Чемяков Ю. Ф. Геоморфологические циклы (на примере Сибири и Дальнего Востока). — В кн.: Методы геоморфологических исследований. Новосибирск: Наука, 1967, с. 41—48.
- Чемяков Ю. Ф. Направленность и цикличность как основная закономерность развития земной коры. — В кн.: VI совещ. по проблемам планетологии. Л.: Геогр. об-во СССР, 1968, с. 27—31.

- Чемеков Ю. Ф. Интерпретация структурных несогласий и структурных перерывов при палеогеоморфологических исследованиях.— В кн.: Проблемы палеогеоморфологии. М.: Наука, 1970, с. 69—74.
- Чемеков Ю. Ф. Ритмичность морфогенеза.— В кн.: Ритмичность природных явлений. Чтения памяти Л. С. Берга. Л.: Наука, 1973а, с. 72—85.
- Чемеков Ю. Ф. Тектоническая систематика в свете новой глобальной тектоники и ее значение для металлогенического анализа.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л.: ОНТИ ВСЕГЕИ, 1973б, с. 15—20.
- Чемеков Ю. Ф. Западное Приохотье. (Серия «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока»). М.: Наука, 1975. 123 с.
- Чемеков Ю. Ф., Галицкий В. И. Погрешенный рельеф платформ и методы его изучения. Л.: Недра, 1974. 207 с.

А. Г. Золотарев

**ПРОБЛЕМА ВЕРТИКАЛЬНЫХ НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РАВНИН
И ИХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
В СВЯЗИ С ИЗМЕНЕНИЯМИ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА
(ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ АСПЕКТ)**

Представления о знаках и суммарных амплитудах вертикальных неотектонических движений континентов базируются в значительной степени на информации, получаемой с карт новейшей тектоники, при составлении которых широко применяется метод построения схем деформаций исходных поверхностей выравнивания, сформировавшихся накануне новейшего этапа. Все расчеты при этом ведутся от современного уровня моря. На условность результатов таких вычислений обращали внимание Н. И. Николаев (1962), А. П. Дедков (1965), О. К. Леонтьев (1970) в связи с тем, что они производятся без учета изменений во времени поверхности моря. Автором была сделана попытка учесть изменения уровня Мирового океана при расчетах суммарных амплитуд новейших движений и при составлении неотектонических карт [Золотарев, 1979].

Анализ опубликованных материалов по океанологии, палеогеографии и геоморфологии [Марков, Величко, 1967; Леонтьев, 1970; Николаев, 1972; Шлейников, 1975] приводит к выводу о геократическом снижении в кайнозойе уровня Мирового океана из-за увеличения емкости океанических впадин. Снижение океанического уровня эпизодически осложнялось движениями различных знаков, которые по своему происхождению были как геократическими, так и гидрократическими. Основой их разнообразностью были гляциоэвстатические колебания, связанные с фазами древнечетвертичных оледенений и дегляциаций планеты. Они носили обратимый характер и не могли изменить направленности процесса понижения в кайнозойе поверхности Мирового океана. Согласно работам О. К. Леонтьева (1970) и В. А. Шлейникова (1975), высотный интервал между современным уровнем моря и древним, который был накануне новейшего этапа, исчисляется при любой нижней возрастной границе неотектонической активизации первыми сотнями метров. Величина этого интервала является той ошибкой, которая допускается при современной методике неотектонического картографирования. Такие большие погрешности, безусловно, требуют их учета и поисков путей к устранению.

В связи с этим автором предложена поправка к расчетам суммарных амплитуд вертикальных неотектонических движений, в которой впервые учитываются изменения уровня Мирового океана:

$$П = C_1 + C_2,$$

где П — поправка; C_1 — первая составляющая поправки: высотный ин-

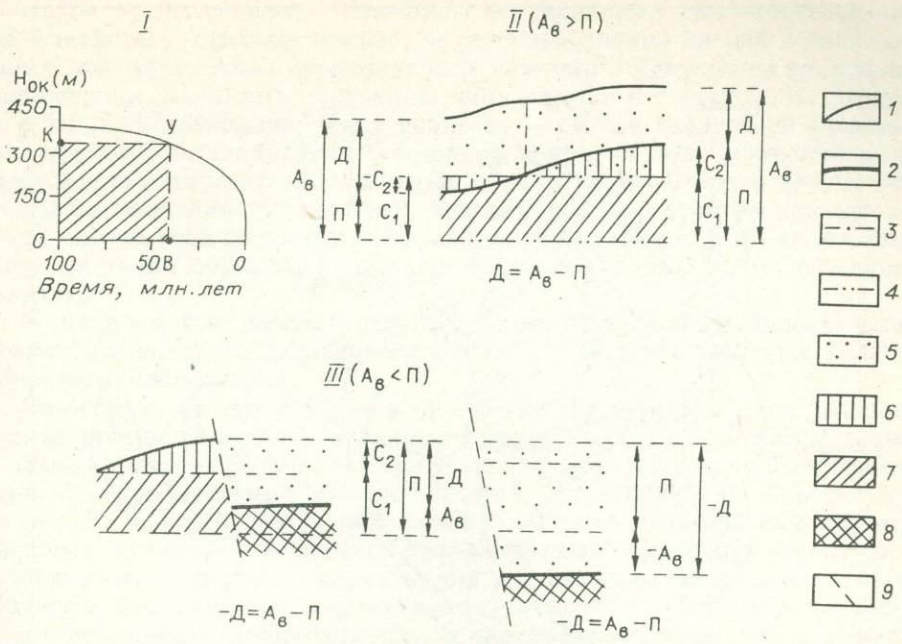


Рис. 1. Принципиальная схема расчета суммарных амплитуд неотектонических движений.

I — интегральная кривая изменения уровня Мирового океана за последние 100 млн. лет [по В. А. Шлейникову, 1975]. Схемы взаимоотношений поправки за «исходный уровень» ее составляющих и амплитуд новейших движений; II — то же, при поднятиях, III — то же при погружениях.

1 — «исходный уровень» поверхности выравнивания накануне неотектонического этапа; 2 — современное положение деформированной поверхности выравнивания; 3 — уровень Мирового океана накануне неотектонического этапа; 4 — современное положение уровня океана; 5 — суммарная амплитуда неотектонических движений; 6 — превышение исходного уровня поверхности выравнивания над уровнем Мирового океана накануне неотектонического этапа; 7 — превышение древнего уровня Мирового океана (канун новейшего этапа) над современным; 8 — погружающиеся участки земной коры; 9 — разломы. Буквенные обозначения: V — положение уровня Мирового океана на интегральной кривой перед началом новейших движений; B — начало неотектонического этапа на юге Сибирской платформы; K — превышение уровня Мирового океана накануне неотектонического этапа на юге Сибирской платформы; D — суммарная амплитуда неотектонических движений; A_B — абс. высота деформированного участка поверхности выравнивания; Π — поправка за «исходный уровень»; C₁ — первая составляющая поправки; C₂ — вторая составляющая поправки.

тервал между древним и современным уровнями Мирового океана; C₂ — вторая составляющая поправки, которая обычно учитывается в настоящее время при составлении неотектонических карт: первоначальное высотное положение исходной поверхности выравнивания над древним уровнем Мирового океана. Для вычисления C₁ необходимо знать нижнюю возрастную границу новейшего этапа, которая изменяется от региона к региону. Зная эту границу, можно графическим путем определить данную составляющую, пользуясь графиком О. К. Леонтьева (1970) или интегральной кривой В. А. Шлейникова (1975; рис. 1). В расчетах двух названных авторов имеются определенные допущения и условности, что влечет за собой соответствующие погрешности в результатах определения суммарных амплитуд новейших движений. Однако, по нашему мнению, эти возможные погрешности меньше тех ошибок порядка первых сотен метров, которые постоянно будут допускаться, если не учитывать изменений уровня Мирового океана. C₁ определяется, исходя из конкретных палеогеоморфологических условий, имевших место накануне новейшего этапа в пределах того или иного региона. С учетом рассматриваемой поправки расчет суммарных амплитуд вертикальных неотектонических движений может производиться по формуле:

$$D = A_B - \Pi,$$

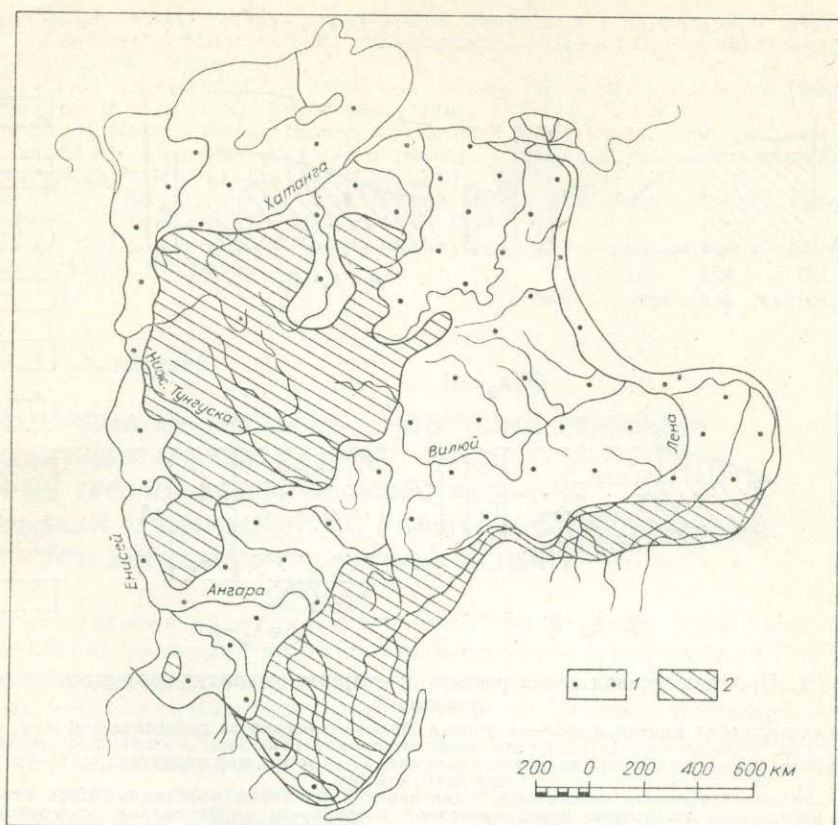


Рис. 2. Участки Сибирской платформы с различными знаками суммарных новейших движений. Составил А. Г. Золотарев.
1 — область опусканий; 2 — районы поднятий.

где D — суммарная амплитуда вертикальных неотектонических движений; A_v — абсолютная высота деформированного участка поверхности выравнивания; Π — поправка. В зависимости от различных сочетаний палеогеоморфологических и неотектонических условий автором предложено несколько вариантов расчетов [Золотарев, 1979; рис. 1].

Впервые новый методический прием расчетов суммарных амплитуд вертикальных новейших движений был применен при составлении неотектонических карт Восточной Сибири, в пределах которой расположена одна из обширных равнин мира — Средне-Сибирское плоскогорье, приуроченное к Сибирской платформе. Абсолютные высоты фрагментов исходной поверхности выравнивания (мел-ранний палеоген) колеблются на этой равнине в среднем в пределах 200—800 м. После введения предложенной автором поправки, в которой среднее значение первой составляющей для данной территории равно 300 м, а второй составляющей 200 м (сумма 500 м), оказалось, что, вопреки существующему региональному представлению об общем поднятии в новейшее время Сибирской платформы, на ней выделилась обширная территория погружений (60% всей площади). На основании этого возникает другое представление, согласно которому Сибирская платформа испытывает в кайнозой не поднятие, а опускание, на фоне которого в двух районах происходят поднятия: на северо-западе и юго-востоке вдоль границы с Байкальской горной областью (рис. 2). В горах Восточной Сибири, характеризующихся большими амплитудами новейших поднятий, применение новой методики на влечет за собой изменений положительного знака движений на отрицательный.

Новое представление о новейших вертикальных движениях Сибирской платформы вызывает вопрос: не преждевременно ли оно в виду, во-первых, несовершенства существующей методики определения второй составляющей и, во-вторых, некоторых допущений в расчетах О. К. Леонтьева и В. А. Шлейникова. Надо полагать — нет по следующей причине: величины двух составляющих суммарной поправки для Сибирской платформы взяты автором в минимальных вариантах; если брать другие возможные их значения, то площади двух районов поднятий на неотектонических картах этой территории значительно сократятся, если не исчезнут совсем, и, таким образом, факт погружения платформы станет еще более очевидным.

В связи с новым рассматриваемым региональным представлением возникают два вопроса, касающиеся эволюции морфоскульптуры Средне-Сибирского плоскогорья.

Во-первых, почему в области опускания нет повсеместного распространения мощных новейших отложений или хотя бы косвенных признаков больших масштабов былой аккумуляции, что соответствовало бы представлению об отрицательных движениях этой территории? Наоборот, здесь так же, как и в районах поднятий, широко представлены следы противоположных явлений — эрозионно-денудационных: везде прослеживаются отделенные друг от друга склонами или участками расчлененного рельефа фрагменты поверхностей выравнивания, речных террас, определяющие характерную черту морфоскульптуры платформы — ярусность с убывающим сверху вниз возрастом геоморфологических уровней. Объяснение этому можно дать следующее: амплитуды и скорости отрицательных неотектонических движений почти на всей территории области опусканий, за исключением немногих участков Центрально-Якутской низменности, были меньше скорости и общей величины понижения за это же время уровня Мирового океана. Поэтому для данной области в течение новейшего этапа характерно общее понижение базиса эрозии, стимулировавшее развитие в основном не аккумулятивных, а эрозионно-денудационных процессов. Из этого следует, что эрозия и денудация, широко распространенные в новейшее время на всей территории платформы, были вызваны в области опусканий и в районах поднятий двумя разными причинами: в первом случае — тектоноэвстатическими, во втором — непосредственно тектоническими, осложненными тектоноэвстатическими.

Второй геоморфологический вопрос вытекает из первого: если на участках Сибирской платформы с разными знаками новейших движений причины эрозионно-денудационных процессов и обусловленной ими ярусности рельефа различны, то почему одни и те же геоморфологические уровни большой протяженности (террасы, поверхности выравнивания) имеют сквозное распространение как в области опусканий, так и в районах поднятий? Например, придолинная поверхность выравнивания наблюдается в верховьях Лены, испытавших поднятие, и в низовьях Ангары, испытавших опускание, имея в том и другом месте миоцен-раннеплиоценовый возраст; разновозрастные надпойменные террасы встречаются в области погружения в долине Вилюя и области поднятия в бассейне Нижней Тунгуски. Данное явление объясняется, надо полагать, тем, что две различные причины эрозионных врезов и денудационного выравнивания — непосредственно тектоническая и тектоноэвстатическая — проявляются синхронно. Это вполне естественно, так как обе они обусловлены новейшими тектоническими движениями. Однако в первом случае новейшие тектонические движения проявляются на континентах непосредственно, во втором — через колебания уровня океана. Отраженными в конечном итоге оказываются не только колебания уровня океана, но и эрозионно-денудационные процессы.

Итак, несмотря на различие непосредственных причин эрозии и денудации в области неотектонических опусканий и в районах поднятий Сибирской платформы, налицо большая общность этих процессов и созданной ими яркости рельефа. Тем не менее разница в непосредственных причинах не может не вызвать и определенных различий, обусловленных двумя обстоятельствами. Во-первых, даже у синхронно протекающего эрозионного расчленения, вызванного одновременно произошедшими неотектоническими поднятиями на Сибирской платформе и погружениями в океанических впадинах, механизм его проявления на территориях с разными знаками движений будет различен. В области опусканий расчленение стимулируется кайнозойской регрессией океана, понижением общего базиса, в результате чего главной разновидностью глубинной эрозии здесь будет регрессивная форма. В двух районах новейших воздыманий процесс расчленения сложнее: сюда также может распространиться из области опусканий регрессивная эрозия, связанная с понижением уровня океана, но на нее наложатся непосредственные регрессивные формы эрозии, вызванные другой причиной, играющей здесь роль главной — общим новейшим поднятием, осложненным дифференцированными движениями. Во-вторых, надо полагать, что синхронность неотектонических поднятий на Сибирской платформе с опусканиями в океанических впадинах наиболее вероятно в главных ритмах активизации и относительного покоя. Мелкие же фазы явлений могут носить чисто местный характер. Сказанное дает основание предполагать, что в области опускания и в районах поднятий на платформе количество эрозионно-денудационных уровней не везде должно быть одинаковым. Вероятно, в этом заключается одна из причин таких хорошо известных явлений, как неодинаковое число террас в разных долинах и даже на отдельных участках одной долины, различное количество поверхностей выравнивания на соседних территориях.

Определенные различия в ходе геоморфологических процессов в области опусканий и в районах поднятий Сибирской платформы на фоне понижения уровня Мирового океана должны быть свойственны не только эрозионно-денудационному рельефу, но и другим типам морфоскульптуры — карстовому, криогенному, а также морфоструктурам. Вполне вероятно, что различия охватывают широкий круг природных процессов, компонентов географической оболочки, природных территориальных комплексов в целом и как следствие — условий формирования, сохранения и перераспределения полезных ископаемых.

Введение поправки за изменение уровня Мирового океана в расчеты суммарных амплитуд неотектонических движений на территориях других равнин континентов приводит к выводам, аналогичным или близким тем, которые получены для Сибирской платформы. Были произведены провизорные расчеты на мелкомасштабных физико-географических картах для равнин трех континентов: Северной Америки, Южной Америки и Австралии. Для вычисления первой составляющей поправки по графику В. А. Шлейникова (см. рис. 1) за нижнюю возрастную границу новейшего этапа был принят, согласно классическим представлениям [Николаев, 1962], рубеж между палеогеном и неогеном (26—27 млн. лет). Превышение древнего уровня океана, существовавшего накануне новейшего этапа с данной нижней возрастной границей, над современным составляло 290—300 м. На основании материалов фундаментальной работы Д. А. Тимофеева (1979) можно полагать, что исходные денудационные поверхности выравнивания континентов возвышались накануне новейшего тектогенеза над древним уровнем океана не менее чем на 200 м, аккумулятивные — на 100 м. Эти цифры в произведенных расчетах были приняты в качестве второй составляющей поправки. Результаты рассматриваемых провизорных вычислений показали, что в новейшее время почти вся территория

платформенных равнин Центральной Австралии имеет отрицательный знак движения; опусканиями в это же время охвачено около половины площади и западной равнинно-платформенной области Австралии. В Южной Америке около 40% площади всех равнин, приуроченных к древней и молодой платформам, характеризуются в новейшее время отрицательным знаком суммарных вертикальных движений. Приблизительно такую же площадь занимают области опусканий и среди равнин Северной Америки.

В совокупности полученные результаты определения суммарных амплитуд новейших вертикальных движений равнинных областей континентов с учетом изменений в кайнозое уровня Мирового океана представляют не только региональный, но и теоретический интерес, в частности потому, что свидетельствуют в пользу контракционной теории развития Земли. Действительно, наряду с фактом углубления океанических впадин в кайнозое [Марков, 1960; Леонтьев, 1970; Николаев, 1972] могут стать известны на континентах новые обширные территории с отрицательным знаком новейших движений.

Безусловно, изложенные результаты исследований не претендуют на завершенность. Имеются еще неясные, дискуссионные моменты в поднятой проблеме. Например, наряду с упоминавшимися ранее убедительными литературными данными о направленном в кайнозое процессе снижения уровня Мирового океана есть факты, свидетельствующие о формировании на северном шельфе Евразии эрозионных долин в регрессивные этапы, когда уровень Полярного бассейна располагался ниже современного на 270—300 и 120—140 м [Ласточкин, 1979]. Рассмотренные представления автора изложены в форме постановки вопроса о возможно широком распространении на равнинах континентов обширных территорий новейших отрицательных движений, считающихся ошибочно областями поднятий. Предложены на обсуждение результаты первой попытки подойти к решению этого вопроса.

ЛИТЕРАТУРА

- Дедков А. Р. Об использовании поверхности выравнивания для определения суммарных величин новейших тектонических поднятий.— В кн.: Вопросы методики изучения новейших тектонических движений Волго-Уральской области. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1965, с. 60—66.
- Золотарев А. Г. Опыт расчета суммарных амплитуд неотектонических движений в связи с изменениями уровня Мирового океана.— Геоморфология, 1979, № 2, с. 38—46.
- Ласточкин А. Н. Морфология и история развития подводных долин на северном шельфе Евразии.— В кн.: История развития речных долин и проблемы мелиорации земель (европейская часть). Новосибирск: Наука, 1979, с. 30—33.
- Леонтьев О. К. Об изменении уровня Мирового океана в мезозое — кайнозое.— В кн.: Океанология. Вып. 2, т. X. М.: Наука, 1970, с. 276—285.
- Марков К. К. Палеогеография. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960, с. 114—116, 122—123.
- Марков К. К., Величко А. А. Четвертичный период. Том III. М.: Недра, 1967, 387—389.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Госгеолиздат, 1962, с. 15—16, 149—150.
- Николаев Н. И. Эвстазия, изостазия и вопросы неотектоники.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1972, № 1, с. 6—22.
- Тимофеев Д. А. Поверхности выравнивания суши. М.: Наука, 1979, с. 29—107.
- Шлейников В. А. Изменение уровня Мирового океана в мезокайнозое.— В кн.: Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М.: Наука, 1975, с. 45—49.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И РЕЛЬЕФ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ (КОСМОФОТОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТ)

Современный подход к оценке геоморфологической информации, отражающей различные состояния геологических тел, имеет свою особенность: земная поверхность рассматривается как результат отражения необратимых свойств геологических тел, т. е. пластического течения материала земной коры или его разрушения. С этой точки зрения выделяются формы земной поверхности, отражающие либо складчатые, либо разрывные элементы земной коры.

Характер сил, действующих внутри относительно однородных геологических тел, определяется понятием «напряжение», а их действие — понятием «деформация». Один из простейших видов напряжения — растяжение. Обычно тело «откликается» на растяжение тем, что оно удлиняется в направлении действия силы растяжения и укорачивается в перпендикулярных направлениях. Очевидно, тело «ощущает» действие растяжения не только там, где приложены силы, но и во всем объеме. Оно ведет себя так, как если бы каждая малая часть этого тела подвергалась притяжению со стороны каждой из соседних малых частей тела. Растяжение в теле можно представить себе как результат действия в любой точке этого тела равных и противоположно направленных сил, которые можно обозначить векторами. Поэтому растягивающие напряжения можно изобразить так, как это показано на рис. 1, а.

Другим примером могут служить скальвающие напряжения. Действие напряжения также проявляется во всем объеме тела, к которому оно приложено. Графически это напряжение можно изобразить набором четверок векторов в каждой из точек тела (рис. 1, б). В указанных примерах речь идет о силовых полях.

Для геологии понятие «поле» не ново. Еще в 1932 г. П. К. Соболевский, исследуя геохимическое поле, установил, что оно аналогично физическому, в частности силовому полю, и дал определение этому понятию как пространству недр, в пределах которого может быть установлена закономерность распределения объемной плотности или насыщенности данного пространства определенным свойством, которое может быть измерено в отдельных точках пространства и выражено числом или вектором [Соболевский, 1932]. Под такое определение физических свойств подходит все, чем может быть охарактеризовано геологическое тело.

Внутреннее строение геологических тел можно исследовать лишь при условии, что изучаемые тела как-то «приоткрыты». Глубокое, хотя и неравномерное вскрытие разнообразных структурно-вещественных элементов земной коры возможно в ходе ее денудации. Видимо, нет необходимости подчеркивать, что денудация осуществляется как экзогенными, так и эндогенными механизмами. Непрерывное возобновление денудационной деятельности в истории Земли определяется непрерывным действием другого, противоположного процесса, создающего разность высот, — тектонического процесса. На Земле нет и не может существовать явлений,

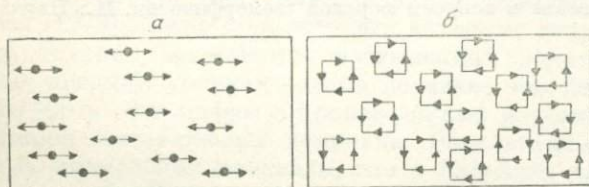


Рис. 1. Напряжения, приложенные к твердому телу. а — растягивающее; б — скальвающее (напряжения действуют во всех точках внутри тела).

совершенно независимых от эндогенных процессов, именно в этом и заключается всеобъемлющее значение тектоники.

Поскольку геологический субстрат состоит не только из структурных поверхностей, но и из структурных объемов (геологических тел), в плоскости денудационного среза сохраняются «следы» внутреннего строения реального, трехмерного геологического пространства. В этом пространстве геологические тела, явления или процессы характеризуются излучением или отражением лучистой энергии в ультрафиолетовом, видимом или инфракрасном диапазонах спектра электромагнитных колебаний.

Рассматривая фотоизображение земной поверхности (аэрофотоснимок или космический фотоснимок), можно считать, что такое распределение лучистой энергии представляет собой двумерное поле излучения, состоящее из элементарных участков (ячеек) Δx , составляющих непрерывное, всюду плотное множество x . Положение каждой ячейки определяется одним или несколькими числами, являющимися ее порядковым номером, или координатами в заранее выбранной системе координат. Так, например, для i -й ячейки можно записать $x^i = (x_1^i, x_2^i)$.

Если поле состоит из элементов или ячеек конечного размера (имеет дискретную природу), то общее количество элементов N ограничено и множество x конечно. В случае непрерывного поля $\max |\Delta x| \rightarrow 0$, $N \rightarrow \infty$, а множество x является бесконечным.

Состояние поля может быть охарактеризовано заданием на каждом элементе Δx скалярной величины

$$f = f(x_1, x_2), \quad (1)$$

представляющей собой в общем случае некоторый параметр, например интенсивность излучения. Если поле динамично, то значение интенсивности зависит от времени, т. е.

$$f = f(t, x_1, x_2). \quad (2)$$

Большинство полей, с которыми приходится иметь дело в аэро- и космофотогеологии (в частности, это всевозможные поля температур, яркостей и др.), описываются абсолютно-непрерывными функциями, которыми являются кусочно-непрерывные функции, имеющие конечное число точек или линий разрыва первого рода и для которых в любой фиксированный момент времени выполняется условие

$$\int f(x) dx \leq A, \quad (3)$$

где A — конечная величина. В этом случае поле имеет вид, показанный на рис. 2.

В настоящее время большинство геологов, сознавая, что космическая видеоинформация фиксирует различия в отражательной способности земной поверхности, освещенной излучением с длинами волн 0,4—0,7 мкм, видят в космических снимках модель только земной поверхности, которая абсолютным отображением геологического строения быть не может. Модель может содержать прямые и косвенные признаки геологических тел, их границ, наконец, сведения о некоторой структуре отображаемого двумерного пространства. Таков в настоящее время подход к космическим

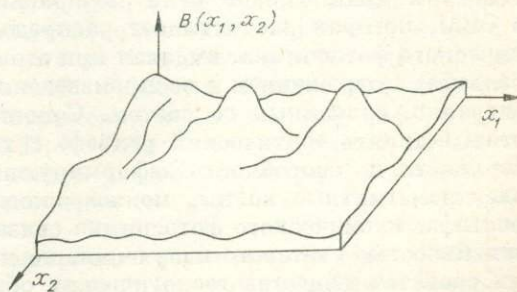


Рис. 2. Кусочно-непрерывное двумерное поле излучений.

фотоснимкам как к источникам геологической информации; на его использовании строится «визуализация» космических фотоснимков и одновременно совершенствуется ее техника, направленная на то, чтобы зрительный аппарат человека мог правильно оценить картину земной поверхности и эффективно воспринимать заключенную в ней информацию. Последнее — необходимое, но не основное условие повышения эффективности геологического дешифрирования космических фотоснимков. Главное — оптимизация смысловой обработки космической видеоинформации и раскрытие физической природы отражения геологической информации.

Опыт, накопленный в ходе анализа космической видеоинформации, показывает, что предметность космических фотоснимков проявляется в отображении недостаточных непосредственному наблюдению элементов геологического строения. И хотя природа этого отображения пока остается недостаточно ясной, создается впечатление, что на космических фотоснимках в пространственном распределении электромагнитных колебаний проявляются обратимые эффекты механических, тепловых и электрических свойств геологических тел.

Физические свойства твердых тел существуют не изолированно друг от друга. Обычно говорят, что нагретое тело излучает электромагнитные волны, а сами эти электромагнитные волны называют излучением. Интенсивность излучения различных тел, имеющих одну и ту же температуру, как известно, неодинакова. Отношение отраженного от предмета излучения к поглощенному на разных частотах (например, на радиочастотах или частотах светового излучения) различно. Однако есть общее правило для излучения данной частоты: величина излучения, испускаемого предметом при данной температуре, прямо пропорциональна величине поглощаемого излучения.

В трехмерных объектах излучение дифрагировано на внутренней структуре объекта, которая представляется на космическом фотоснимке в виде плоской проекции. До сих пор трехмерная интерпретация космических изображений является наиболее слабым местом космофотогеологического анализа и во многих случаях базируется на интуиции и опыте исследователя. Разумеется, всякое ощущение верно как ощущение. Иное дело — суждение об ощущении. Оно может быть либо истинным, либо ложным. Весло, погруженное в воду, кажется сломанным. Ощущение в этом случае верно. Но если в силу этого наблюдатель станет утверждать, что весло действительно сломано, то суждение окажется ложным. Ошибки геологической интерпретации космической видеоинформации заключаются не в ложных ощущениях, а в ложных суждениях.

Между параметрами картины, которую мы наблюдаем в плоскости космического фотоснимка, и параметрами объемной, реальной структуры геологического пространства обязательно должна существовать определенная зависимость. Но какова она?

В последние годы появились описания различных методов количественного отражения пространственной структуры космических фотоснимков. Суть этих методов состоит в том, что точно промеренные микроденситометром данные о степени почернения отдельных снимков вводятся в ЭВМ, которая рассчитывает распределение оптической плотности космического фотоснимка, выдавая при этом данные в виде карт «оптического рельефа» с отражением и воспроизведением в данном физическом носителе сигналов, связанных со светом. Сопоставляя два факта — возможность отождествлять «оптический рельеф» с характером излучения земной поверхности и способность деформирующихся и нагретых тел излучать электромагнитные волны, можно ожидать, что структура «оптического рельефа» космического фотоснимка связана не только с определенной интенсивностью светового излучения, но и с признаками, характеризующими свойства вещества геологических объектов или их полей.

Современные методы машинной обработки космических фотоснимков, включающие в себя измерение оптической плотности, дают возможность на основании распределения оптической плотности по площади изображения проводить изолинии, разделяющие области с различными значениями интенсивности отражения (соответственно и поглощения) лучистой энергии определенной длины волны, т. е. выделять условные геологические тела с определенной динамической характеристикой. Процедура разделения картируемого пространства на условные геологические тела относится к построению и описанию (моделированию) пространства [Косыгин, 1974]. Поэтому построение изолинейных космофотометрических карт можно рассматривать как вид геологического районирования, поскольку каждое условное геологическое тело представляет собой «район», отличающийся по значению картируемого свойства, т. е. по отражению и поглощению лучистой энергии от смежных «районов». Вместе с тем здесь не может идти речь о выделении структурных элементов, обладающих всегда резкостными границами, полностью определяемыми распределением свойств вещества в пространстве.

Методы исследования трехмерной структуры тел, когда известны только их сечения или проекции на плоскость, разрабатываются стереологией. И хотя они оказались удобными при изучении микрообъектов, но разница в 10^{16} не является помехой. Методы изучения остаются прежними [Салтыков, 1976]. В то же время при использовании стереологических формул для изучения геологических структур по космическим фотоснимкам встают два препятствия: ошибки при построении вероятностной модели геологической структуры и сложность решения обратных задач.

Как известно, обратными задачами в широком смысле этого слова называются задачи, которые решаются в обратном порядке причинно-следственных отношений: наблюдается эффект, производимый изучаемой системой (следствие), а восстанавливается строение (причина). Оценка точности восстановления зависит от числа проекций, а также достоверности данных при экспериментальном их определении и характера вычислительных операций (степени усреднения, вида интерполяции и т. д.). Не затрагивая математического вопроса, следует отметить, что в результатах геологических наблюдений (экспериментов) может не оказаться необходимой информации. Возможности проникновения в недра ограничены. Подавляющее большинство карт геологического содержания, раскрывающих характер тектонической структуры, построено на основе дискретной сети наблюдений, узлами которой служат редкие контрольные точки — скважины. Форма структурных поверхностей, оцениваемая по результатам наблюдений в контрольных точках, не отражает деталей строения поверхности ввиду отсутствия данных между скважинами. Приемы обработки сигналов о строении недр, поступающих при использовании геофизических методов, приводят к результатам, которые являются аппроксимированными данными геологической реальности и не устраняют неоднозначности геологической интерпретации. В этих условиях привлечение космофотогеологических данных, представляющих собой оценку распределения электромагнитного поля определенной длины волны, имеет значительный интерес, поскольку эта оценка, дополненная геологической интерпретацией, резко может повысить качество составляемых карт геологического содержания.

К вопросу оптимизации смысловой обработки космической видеoinформации и раскрытию природы отражения геологической информации можно подойти с точки зрения идей П. К. Соболевского, с именем которого связана прежде всего разработка нового раздела геометрии — геометрии потока-поля, — созданного в приложении к решению задач геолого-разведки.

П. К. Соболевский (1932) рассматривал геологические тела в состоянии, аналогичном физическому полю. В этой связи он разработал вопросы

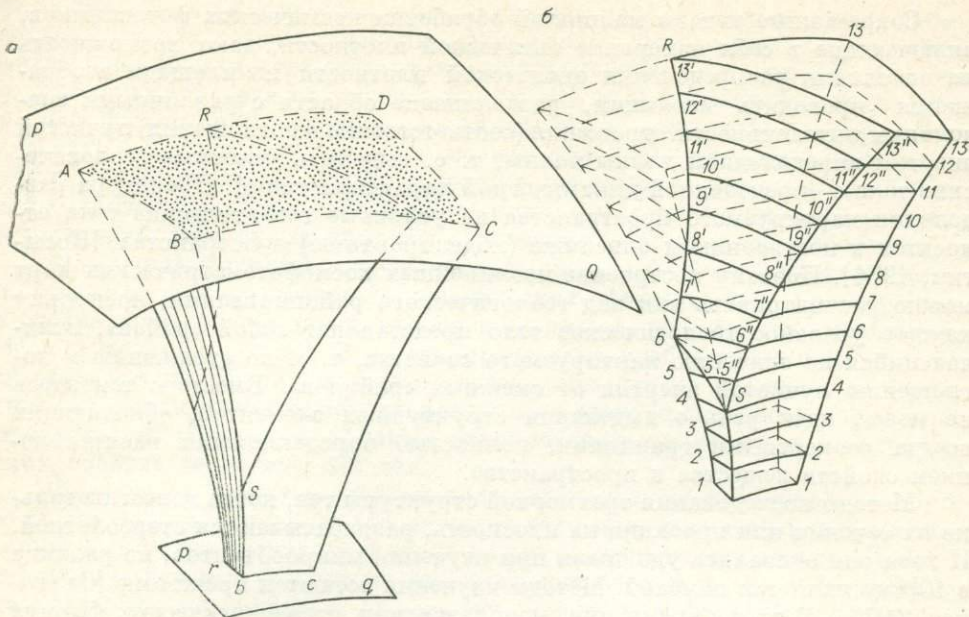


Рис. 3. Схема геохимического потока-поля по П. К. Соболевскому.

а — объемное изображение потока-поля; б — плоское сечение потока-поля с системой непересекающихся изолиний свойств.

геометрии некоторых свойств физического поля, создал теорию потока-поля. Свообразны представления П. К. Соболевского о геохимическом поле и поле вообще. Он рассматривал любое месторождение полезного ископаемого в общем случае как геохимическое поле: в одном случае — это поле промышленных концентраций тех или иных компонентов, а в другом — некоторое структурное или тектоническое поле. В большинстве случаев тектоническое поле связано с геохимическим полем той или иной концентрации компонентов полезных ископаемых.

П. К. Соболевский (1932) называл геохимическим полем совокупность форм, свойств и процессов, связанных единством геологического генезиса, рассматривая при этом геохимическое поле изменяющимся во времени и пространстве, а числа, характеризующие те или иные свойства поля, — переменными.

Исследуя геохимическое поле, П. К. Соболевский установил, что оно аналогично физическому или вообще силовому полю, имеющему слоисто-струйчатую структуру, т. е. состоящую как бы из пучка силовых линий (струй) или потока этих струй (рис. 3). Обратив внимание на это обстоятельство, он доказал, что в любом плоском сечении потока-поля среднее значение свойств поля представляется системой непересекающихся между собой изолиний. Следовательно, свойства и форма недр, а также процессы, в них происходящие, могут быть изображены в плане системой изолиний, аналогичных горизонталям, изображающим топографическую поверхность (рельеф земной поверхности).

Многие физические поля в пространственно-временном совмещении их с вещественными телами остаются в большей степени в «связанном» состоянии, что и дает возможность «вскрывать» геологические тела, измеряя параметры некоторых физических полей. Однако энергетические поля выходят за пределы вещественных тел, если они «генерируются» телами. Именно этот принцип используется при создании систем тепловидения, расширяющих возможности нашего зрения, делая видимым естественное

излучение объектов в диапазоне от коротковолновых красных лучей до дальней инфракрасной области спектра.

Тепловое излучение тел становится доминирующим в отсутствие отраженного солнечного света, что и определяет преимущество систем тепловидения по сравнению с другими пассивными электронно-оптическими и оптико-электронными изображающими системами. Однако основная причина такого преимущества заключается только в эффективной передаче контраста и работе в оптимальном окне прозрачности атмосферы, поскольку в видимом спектральном диапазоне наблюдается тенденция к уменьшению разности в отражении между характерными объектами и фонами при воспроизведении их черно-белого изображения [Ллойд, 1978].

И. В. Круть (1978), рассматривая вопрос общей геофизической организации Земли, отметил, что в электромагнитном поле при взаимодействии невещественных фотонов происходит не только рождение и аннигиляция вещественных электронно-позитронных частиц, но и обратный процесс испускания квантов-фотонов вещественными частицами. При этом с повышением уровня организации физических объектов усиливается автономизация вещества и полей в пространственно-временном отношении. Последнее замечание особенно интересно относительно специфического свойства космических фотоснимков — свойства естественной оптической генерализации, когда передающие функции космических фотоснимков связываются с отображением очень крупных геологических тел и их границ.

В настоящее время твердо установлено, что на протяжении обозримого геологического периода электромагнитные поля и излучения всех известных нам частотных диапазонов — от медленных периодических изменений магнитного и электрического полей Земли до гамма-лучей — оказывали существенное влияние на интенсивность процессов внешней и внутренней геодинамики. Сейчас пока неизвестно, как повлиял каждый из диапазонов электромагнитного спектра на интенсивность каждого из геодинамических процессов. Но в настоящее время есть возможность установить это. Часть пространства земной коры в коротковолновой части спектра электромагнитных колебаний предстает перед нами в виде космических многозональных фотографий. При этом электромагнитное поле трактуется уже в собственно физико-математическом смысле. Если в данной области каждой точке отвечает некоторое значение величины электромагнитного поля, то, следовательно, очень просто представить структуру этой области в виде скалярного или векторного пространства. Скалярное же пространство достаточно просто транслируется (переводится) в поверхность топографического порядка, из которой в результате математических действий (вычитание, сложение, умножение, деление, возведение в степень, дифференцирование и интегрирование) можно получить «семейство» поверхностей топографического порядка, каждая из которых в распределении своих параметров будет геологически причинна.

Геологическое дешифрирование аэро- и космической видеoinформации состоит из различных частей, которые по традиции рассматриваются как отдельные и более или менее независимые — визуализация и фотометрирование. Это разделение интуитивно оправдано: либо изучают числа и тогда считают, либо изучают фигуры, которые наблюдают и строят. Однако та часть геометрии, которую П. К. Соболевский (1932) выделил как геометрию потока-поля, заставляет понять, что указанное отличие не абсолютно.

Любое геологическое тело можно представить как временной ряд его срезов, а всю пространственно-временную область, занятую телом, — классом пространственно-временных точек. Этот класс можно сформировать из серии карт геологического содержания, отражающих степень и форму влияния того или иного геологического фактора, например геоморфологи-

ческой и тектонической структуры, геофизических и геохимических полей, новейших и современных движений и других факторов, на изменчивость той или иной части спектра электромагнитных колебаний, каждая из которых на космическом фотоснимке есть пространственное распределение оптической плотности, поддающейся измерению. Для установления формы связи между двумя компонентами (показателями) можно пользоваться довольно простыми способами, дающими удовлетворительное решение вопроса [Математические методы..., 1977; Соболевский, 1932]. По корреляционным поверхностям могут быть выделены области усиленной, ослабленной или отсутствующей корреляции по тем или иным показателям, а также формы, связанные единством геологического генезиса, формы конгруэнтные, обращенные и другие.

ЛИТЕРАТУРА

- Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 216 с.
Круть И. В. Введение в общую теорию Земли. М.: Мысль, 1978. 367 с.
Ллойд Дж. Системы тепловидения. М.: Мир, 1978. 414 с.
Математические методы в географии. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1977. 352 с.
Салтыков С. А. Стереометрическая металлография. М., 1976. 271 с.
Соболевский П. К. Современная горная геометрия. — Социалистическая промышленность и реконструкция, 1932, № 7, с. 42—78.

А. П. Рождественский

О ВЗАИМОДЕЙСТВИИ И СООТНОШЕНИИ ВНУТРЕННИХ И ВНЕШНИХ ФАКТОРОВ РЕЛЬЕФОБРАЗОВАНИЯ

Общеизвестно, что образование и развитие рельефа земной поверхности происходит в результате взаимодействия внутренних и внешних сил [Герасимов, 1946; Эдельштейн, 1947; Марков, 1948; Бондарчук, 1949; Щукин, 1960; Панов, 1966; Башенина, 1967; и многие другие). При кажущейся внешней простоте и очевидности оно отличается исключительным богатством и сложностью внутреннего содержания, многими еще недостаточно раскрытыми сторонами. Изучение этой проблемы сохраняет свою актуальность и значимость для углубленного познания геоморфогенеза и разработки общей теории геоморфологии.

В геоморфологической литературе указываются такие свойства рассматриваемого взаимодействия, как взаимосвязанность и взаимообусловленность, непрерывно-прерывистый характер проявления внешних и внутренних процессов рельефообразования. Всеобщее и постоянное проявление этих фундаментальных свойств дало основание Д. А. Тимофееву (1972) рассматривать их в качестве «первого главного геоморфологического закона», названного им «законом взаимодействия сил» (с. 4).

Многие исследователи, основываясь на положении диалектического материализма о развитии как борьбе противоположностей, особенно подчеркивают противоположную направленность и противоположный результат воздействия внутренних и внешних факторов на рельеф земной поверхности. Признается, что первые создают исходные неровности, усиливают контрастность рельефа, вторые — уничтожают эти неровности и приводят к общему выравниванию рельефа.

Противоположный характер внутренних и внешних факторов геоморфогенеза вытекает из самой физической природы их и противоположной

направленности сил, управляющих этими факторами. Внутренние процессы (прежде всего тектонические движения) порождаются силами, действующими в земной коре и верхней мантии преимущественно центробежно. С их проявлением связаны перемещение минеральных масс из внутренних частей Земли к ее периферии, деформации земной коры и образование первичных неровностей земной поверхности — возвышенностей и впадин рельефа различных размеров, ориентировки и сочетаний друг с другом. Внешние процессы, управляемые гравитационными силами Земли, действуют в противоположном направлении, центростремительно. Они перемещают горные массы с высоких на более низкие уровни, что приводит к ликвидации первичных неровностей рельефа и к общей планации последнего.

Только что рассмотренный характер взаимодействия составляет основу процессов денудации, переноса и аккумуляции, т. е. главных процессов экзодинамического геоморфогенеза.

Такова принципиальная схема геоморфологической реализации противоположной направленности внутренних и внешних факторов рельефообразования. Нетрудно видеть, что, согласно этой схеме, геоморфогенез начинается эндогенными (тектоническими) поднятиями и опусканиями земной коры и ее поверхности, созданием дифференцированного контрастного рельефа, а заканчивается экзогенным выравниванием, механизм и формы которого во многом определяются климатическими условиями. Таким образом, данная схема постулирует заранее предопределенный ход взаимодействия главных рельефообразующих факторов, когда ведущая, определяющая роль эндогенных сил последовательно ослабевает и главными факторами геоморфогенеза становятся экзогенные силы.

Нельзя не отметить также, что в этой схеме фактор времени не находит должного отражения, за исключением того, что процесс противоположного взаимодействия внутренних и внешних процессов рельефообразования рассматривается в некотором абстрактном временном интервале неопределенной продолжительности. Следуя схеме, можно говорить только о начальной стадии геоморфогенеза, когда господствуют внутренние, и о конечной, когда господствуют внешние процессы преобразования лика Земли.

При таком подходе данная схема воспринимается как некоторая идеальная абстрактная схема, дающая одностороннюю и потому упрощенную картину более сложного и многогранного природного взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов, имеющих противоположную физическую и энергетическую сущность.

Реализация противоположных начал, заложенных в основных факторах геоморфогенеза — эндогенных и экзогенных — обычно рассматривается исключительно как противоборствующий процесс, как постоянная «борьба» этих сил, имеющих только антагонистический характер, всегда действующих на подавление друг друга и приводящих к противоположным геоморфологическим эффектам. С такой трактовкой можно встретиться как в учебной, так и в специальной геоморфологической литературе. Так, например, Н. В. Башенина в учебном пособии «Формирование современного рельефа...» (1967, с. 11) указывает, что «основная противоположность в развитии рельефа — это взаимодействие, „борьба“ эндогенных и экзогенных факторов. Эндогенные создают основные положительные и отрицательные элементы рельефа и определяют их контрастность. Экзогенные сглаживают эти неровности». А. Е. Криволицкий (1971, 1977а) внутренние и внешние составляющие геоморфогенеза рассматривает исключительно как антиподы, постоянно находящиеся в антагонистической борьбе, геоморфологические результаты которой имеют противоположный характер. «Геоморфологический процесс, — поясняет автор в другой своей работе, — всегда протекает при одновременном участии в нем антагонистических

составляющих — эндогенных и экзогенных, непримиримая борьба которых и создает его движущую силу» [Кривошукский, 1977б, с. 44].

Как видим, в приведенных примерах оставляются без внимания такие ситуации, когда в сложном взаимодействии противоположных геоморфологических сил, на определенной стадии развития рельефа и при определенных историко-геологических и физико-географических условиях совместное проявление этих сил приводит к одинаковому, а не противоположному геоморфологическому результату. В таких ситуациях происходит согласованное, суммированное воздействие этих сил на рельеф, и формирование последнего в течение данного времени носит одинаправленный характер. За счет этого отмечается убыстренное и усиленное развитие определенного типа рельефа, например сильно расчлененного, контрастного либо спокойного, выровненного. В подобных ситуациях нельзя говорить о непримиримом антагонистическом проявлении противоположных рельефообразующих факторов, так как они в данное время действуют не на подавление, а на усиление геоморфологического эффекта (результата), производимого каждым из них.

Палеогеоморфологическое и геоморфологическое изучение различных регионов дает много материалов, свидетельствующих о широком распространении, частой встречаемости и огромном рельефообразующем значении согласованного взаимодействия внешних и внутренних факторов геоморфогенеза. Поэтому его нельзя рассматривать в качестве какого-то второстепенного, случайного, частного явления, не характерного для геоморфогенеза [Рождественский, 1978].

Примером подобного проявления внутренних и внешних сил может служить формирование высокоамплитудного и контрастного рельефа мобильных орогенических областей на стадии максимальной активизации в них дифференцированных тектонических поднятий, когда одновременно с последними высокую активность приобретают внешние рельефообразующие процессы, в частности ледниковая и особенно водная эрозия. И тектонические и эрозионные процессы на данной стадии приводят к увеличению площади физической поверхности формирующейся горной области, ее интенсивному эрозионному расчленению, места проявления которого в значительной мере предопределяются структурно-тектоническими факторами. Происходит врезание долин с неравновесным состоянием продольных профилей рек, перенос большого количества грубообломочного материала и вынос его в межгорные котловины и в предгорья (стадия формирования молассы). При этом большие абсолютные высоты рельефа «поддерживаются» интенсивным тектоническим поднятием, а относительные высоты увеличиваются за счет господства глубинной эрозии. Происходит процесс горообразования, сопровождающийся «конэрозионной складчатостью» [по С. С. Шульцу, 1970, 1976].

В подтверждение сказанного укажу на формирование высокогорного рельефа позднегерцинского Урала в конце палеозоя и в раннем триасе, когда активный тектонический орогенез сопровождался там столь же активным эрозионным расчленением, усилением контрастности и дифференцированности горного рельефа и образованием красноцветной молассы. Столь же согласованное проявление тектонических и эрозионных процессов характеризует, например, горообразование на Кавказе в четвертичное время. Неотектоническая активизация стала причиной возобновления орогенеза в позднеолигоценное — четвертичное время на части пенепленизированного до этого герцинского Урала и одновременного проявления интенсивного эрозионного расчленения в районах формирования хребтового рельефа. Там существуют максимальные абсолютные и относительные высоты, господствуют денудационные процессы, врезание рек, постоянное экспонирование коренных горных пород, их физическое выветривание, разрушение и перенос продуктов разрушения, с накоплением в

межгорных понижениях молассоподобных отложений. Изучение современных движений выявляет большую среднегодовую скорость (до 6—7 мм/год) происходящего на Урале поднятия земной коры [Рождественский, Журенко, 1968]. Сказанное свидетельствует о продолжающемся здесь орогенезе при взаимно стимулирующем воздействии на рельеф тектонических и экзогенных процессов.

Качественно сходные процессы интеграции, а не разобщения и уничтожения геоморфологических эффектов в процессе взаимодействия этих сил свойственны и платформенным областям в периоды активизации тектонических поднятий, сопровождающейся активизацией глубинной эрозии и усилением контрастности рельефа. Так, региональное тектоническое поднятие восточной части Русской плиты на рубеже миоцена и плиоцена и в предакчагыльское время вызвали образование там крупных платообразных возвышенностей и одновременное эрозионное расчленение их, увеличение физической поверхности, образование глубоко врезаемых речных долин. В результате абсолютные и относительные высоты равнинного рельефа увеличились по сравнению с предшествующим временем.

Не менее широко распространены и явления выравнивания рельефа в результате согласованного взаимодействия внутренних и внешних факторов. Тектоническое прогибание создает приемный резервуар для накопления в нем осадков. В результате в таких местах формируется аккумулятивная равнина. Особенно выразительный выравнивающий эффект отмечается при прогибании, полностью компенсированном осадконакоплением. По-видимому, с явлениями подобного рода связано формирование аккумулятивной равнины Северного Прикаспия в плиоценовое и четвертичное время.

Подводя итог рассмотрению вопроса о формах взаимодействия внутренних и внешних факторов геоморфогенеза, необходимо сказать, что наряду с согласованным проявлением в природе широко распространено противоположное взаимодействие их, осуществляемое по той схеме, о которой шла речь в начале статьи. Это как раз тот случай, когда взаимодействии их носит открытый характер «непримиримой борьбы», приводящей к уничтожению тектонических неровностей рельефа экзогенными процессами и замене их выровненным рельефом, изобилующим разнообразными формами эрозионного и аккумулятивного происхождения. Примерами могут служить процессы образования пенеппена на месте горного рельефа, формирование поверхностей выравнивания и др. Возникновение таких форм рельефа, характеризующихся максимальной приближенностью к уровенной поверхности, представляет достаточно длительный процесс последовательного восстановления нарушенного предшествующими экстремальными явлениями (тектоническая активизация, орогенез и т. п.) динамического равновесия в геоморфологической системе. Завершается он достижением подвижного равновесия между эндогенными и экзогенными силами. Вот почему любой типично «экзогенный» рельеф в своей внутренней основе одновременно является и «эндогенным» и весь вопрос сводится к тому, какая из этих составляющих имеет более яркое выражение в рельефе конкретного исследуемого участка земной поверхности. Поэтому вполне правомерно в аналитических целях классифицировать категории и формы рельефа по преобладающим (ведущим на каждом конкретном отрезке геологического времени) рельефообразующим факторам (эндогенным или экзогенным). Именно такой подход лежит в основе выдвинутой И. П. Герасимовым (1946, 1959) и развитой им и Ю. А. Мещеряковым [Мещеряков, 1960, 1965; Герасимов, Мещеряков, 1967] концепции о морфоструктурных и морфоскульптурных категориях современного рельефа.

Сообщенный материал подтверждает общепризнанное положение о том, что геоморфогенез есть процесс сложного и многообразного, взаимосвязанного и взаимообусловленного взаимодействия внутренних и внеш-

них факторов. Процессы рельефообразования нельзя втиснуть в прокрустово ложе односторонней схемы, рассматривающей взаимодействие названных факторов только как постоянную и непримиримую «борьбу» антагонистических сил, как уничтожение эндогенных форм рельефа экзогенными факторами и наоборот. При полной справедливости исходного положения о противоположной физической и энергетической сущности внешних и внутренних сил выявляемые реальные формы их взаимодействия включают в себя разнообразные случаи как противоположного, противоборствующего, так и однонаправленного, согласованного воздействия их на рельеф. В любом из них осуществляются различные стадии восстановления, достижения или нарушения динамического равновесия.

Современный рельеф земной поверхности является сложно построенной многоступенчатой природной системой (геоморфологической мегасистемой), в которой соприкасаются, взаимодействуют и обмениваются веществом и энергией твердая, жидкая, газообразная и живая (биологическая) оболочки Земли*. Их взаимодействие охватывает все процессы саморазвития Земли: геологические, геоморфологические, геофизические, геохимические, биологические. В обмене вещества и энергии отдельные исследователи с полным основанием усматривают главную сущность взаимодействия внутренних и внешних факторов рельефообразования. Данное положение с особой силой было недавно подчеркнуто Н. А. Флоренсовым (1978): «Если... классическая геология и геоморфология объявили сущностью взаимодействия противоречивых и противоборствующих сил Земли создание неровностей рельефа первыми и нивелировку этих неровностей вторыми, то в настоящее время более общей представляется следующая формулировка: сущность геологических и геоморфологических явлений, т. е. явлений в земной коре и на ее поверхности... заключается в обмене веществом и энергией между поверхностью и недрами Земли. Этот обмен выполняется восходящими из недр и нисходящими в недра двумя системами путей, составляющих единый круговорот, или оборотный литодинамический поток» (с. 16). Мы считаем, что данная формулировка не только более общая, но и более правильная.

Взгляд на рельеф земной поверхности как на сложную природную систему, изучение которой может проводиться посредством системного анализа, в последние годы становится все более популярным среди геоморфологов [Симонов, 1972; Кашменская, 1976, 1978; Хворостова, 1976; и др.].

Геоморфологическая система весьма подвижна, что находит свое выражение в разнообразии и постоянной изменчивости форм рельефа, меняющемся во времени лике Земли. Вместе с тем она достаточно устойчива, о чем свидетельствует состояние динамического равновесия, в котором она находится, и способность ее к восстановлению такого равновесия в случаях его нарушения. Способность к саморегулированию И. П. Герасимов (1970) рассматривает как важнейшее свойство современного рельефа. Представляется, что данное свойство служит одним из веских аргументов в пользу признания соизмеримости эндогенных и экзогенных факторов геоморфогенеза.

Различные исследователи по-разному решают этот вопрос. Сторонники экзогенного направления отводят ведущую роль экзогенным (климатическим), а сторонники структурно-геоморфологического направления — эндогенным (тектоническим) факторам. В таком противоположном отношении первых и вторых, по-видимому, кроется одна из причин разделения единой геоморфологии на два упомянутых направления — климатическое и структурно-геоморфологическое.

* При этом имеются в виду также и энергетические связи Земли с Космосом, в первую очередь с Солнцем.

В последние годы стала намечаться тенденция сближения обоих направлений в оценке соотношения экзо- и эндогенных факторов [Рождественский, 1978]. Начало такому сближению в отечественной геоморфологии положил К. К. Марков (1948) более 30 лет тому назад. Он писал: «Если иметь перед собой историческую перспективу, то нетрудно убедиться в огромной рельефообразующей роли экзогенных процессов, суммируемой на протяжении геологических эпох. Ее следует признать соразмерной с ролью эндогенных процессов... Современный рельеф есть создание экзогенных процессов, в такой же мере, как и эндогенных» (с. 125—126).

В дальнейшем эта идея получила подкрепление и развитие в работах многих исследователей [Мещеряков, 1965; Герасимов, 1970; Дедков, 1970; Дедков и др., 1977; Кривоуццкий, 1971, 1977а; Тимофеев, 1972; Скрыльник, 1976; и др.].

Важное значение в утверждении представления о соразмерности внутренних и внешних сил геоморфогенеза имеет количественное изучение общей или тотальной денудации и осадконакопления, а также масштабов проявления современных движений земной коры.

Многочисленные цифровые данные о размерах денудационного среза, скоростях денудационных процессов в современную и прошлые геологические эпохи приводятся в работах многих исследователей [Кривоуццкий, 1965; Александров, Сигов, 1966; Воскресенский, 1968; Цыганков, Сапрыкин, 1968; Герасимов, 1970; Дедков, 1970; Рождественский, 1971; Растворова, 1973; Бондарев, 1974; Никонов, 1977; Дедков и др., 1977; и др.]. Они свидетельствуют о весьма значительных объемах и скорости денудации на равнинах и особенно в горах. Суммарная мощность денудированных горных пород только за неогеновый и четвертичный периоды достигает на равнинах десятков и в горах сотен, местами первых тысяч метров. Современный отрицательный баланс (расход) минерального вещества суши Земли, определяемый размерами денудации, в целом достигает 23,2—25,7 млрд. т в год, а положительный баланс (приход) 2,9—4,4 млрд. т [Бондарев, 1974]. Огромная масса денудированных пород сносится и сносилась в геологическом прошлом в морские бассейны [Ронов, 1949]. По данным Р. М. Гаррелса (1975), общий средний ежегодный снос материала с суши в моря равен $6 \cdot 10^{14}$ г/год.

Вполне соизмеримы с величинами денудации скорости современных вертикальных движений земной коры. Накопленные к настоящему времени данные по различным регионам суши и побережий Земли [Мещеряков, 1958; Мещеряков, Синягина, 1961; Никонов, 1977; и многие другие] говорят о весьма значительных среднегодовых скоростях их, изменяющихся в широких пределах — от десятых долей миллиметра до 8—10 мм и более. В тектонически активных регионах (области новейшего горообразования, активизированные части платформ) современные движения проявляются с максимальными скоростями и могут существенно превосходить скорость денудации. Однако временное преобладание одной группы факторов над другой не опровергает представления о том, что в целом они уравновешивают друг друга, соразмерны и принадлежат к геоморфологическим факторам одного таксономического ранга.

Относительное количественное равенство эндогенных и экзогенных рельефообразующих сил возникло не сразу и характеризует не только современную эпоху и неотектонический этап, но и более раннее геологическое время. Во всяком случае, с большей или меньшей уверенностью можно говорить, что существенная уравновешивающая геологическая и геоморфологическая роль экзогенных процессов стала проявляться с возникновением гидросферы и особенно кислородной атмосферы, т. е. с того момента, когда на Земле достигла достаточного развития жизнь. Кислород в атмосфере и образование биосферы оказали необычайно сильное стимулирующее воздействие на геохимические, в частности на окисление

железа в земной коре, и другие гипергенные процессы, приводящие к выветриванию горных пород (корообразование) и ускоренному экзогенному преобразованию рельефа земной поверхности.

Несмотря на отсутствие единства мнений среди исследователей относительно времени появления и характера последующего изменения количества кислорода в атмосфере Земли, открытие в последние годы достоверных следов жизнедеятельности организмов в докембрийских породах заставляет отодвинуть проявление экзогенного геоморфогенеза с участием кислородной атмосферы и живых организмов далеко в глубь геологической истории Земли. Самые древние из известных клеточные организмы, не имевшие ядерного вещества — прокариоты, обнаружены в породах с абсолютным возрастом 2,6 млрд. лет, а первые одноклеточные и многоклеточные организмы с внутриклеточными структурами — эукариоты появились около 1 млрд. 650 млн. лет тому назад [Соколов, 1977, 1979]. Несомненно, что к завоеванию суши растениями в конце ордовика и в силуре [Сакс, 1979] экзогенные процессы преобразования земной поверхности уже достигли большого значения и, по-видимому, могли уравновешивать эндогенные.

Вся последующая геологическая история — время бурного развития биосферы. В появившемся человеке, его обществе и цивилизации экзогенный геоморфогенез обогатился мощным антропогенным фактором. Народнохозяйственная деятельность человека во многих районах земного шара уже сейчас стала весьма существенным фактором преобразования рельефа и обещает стать в будущем наиболее быстро и интенсивно действующей силой, видоизменяющей лик Земли в масштабах, превосходящих воздействие геологических и географических факторов. Изучение антропогенного воздействия на рельеф и перспектив этого процесса становится одной из главных задач геоморфологии. Решаться она должна на основе подхода к деятельности человека как социального явления.

Геоморфогенез как планетарное явление предстает перед нами в виде геологически длительного процесса, соизмеримого по времени с существованием земной коры. Он развивался на Земле от начальных (архейских и, может быть, более ранних) стадий исключительного господства эндогенных форм рельефа, осложнявшихся вмешательством космических явлений (падениями метеоритов, образованием различных астроблем и т. п.), в направлении возникновения и последовательного увеличения экзогенных форм рельефа в результате развития гидросферы, атмосферы и органической жизни. Это был процесс непрерывно усиливавшегося взаимодействия внутренних и внешних сил рельефообразования, достижения соразмерности и подвижного равновесия между ними. При таком подходе к рельефообразованию геоморфологический этап развития Земли уходит своим началом в очень далекое геологическое прошлое и не может охватываться только мезозойским и кайнозойским временем. Совершенно другой вопрос — какова возможность сохранения древнего рельефа в составе современного рельефа земной поверхности, насколько «стар» и «молод» современный рельеф?

В решении этого вопроса, видимо, необходимо различать две важнейшие стороны, проистекающие из двух подходов к рельефу и определению его возраста. С одной стороны, если рассматривать рельеф как трехмерное образование, как совокупность объемных неровностей Земли (горы, равнины, пенеплены, возвышенности, низменности и т. п.), то возраст его будет определяться временем возникновения и последующего существования таких неровностей, представляющих определенные генетические типы рельефа. Некоторые из них или их части, несомненно, участвуют в строении современного рельефа, большинство же перестало существовать в результате денудации или же перешло в погребенное состояние. При таком подходе вопрос о возрасте рельефа скорее сводится к определению возраста

тех геологических тел, которые участвуют в строении самых верхних частей земной коры и ее поверхности и составляют геологическую основу неровностей рельефа. С другой стороны, можно подходить к рельефу (и так подходят многие геоморфологи) как к сложной плоскости или грани раздела земной коры с гидро- и атмосферой, т. е. рассматривать рельеф как поверхность (не объемное тело), ограничивающую земную кору сверху, имеющую сложную морфологию, определяемую сочетанием неровностей и выровненных частей. В данном случае речь идет о тех формах рельефа, которые являются объектом непосредственного полевого изучения и геоморфологического картирования — водораздельные поверхности, склоны, долины, террасы, эоловые, карстовые, ледниковые и другие формы рельефа. Возраст их не может быть очень древним, поскольку они формируются в зоне активного соприкосновения земной коры с экзогенными факторами и представляют собой постоянно возобновляющуюся и видоизменяющуюся земную поверхность.

Учитывая сказанное, а также огромное структуро- и рельефообразующее значение неотектонического этапа развития Земли, возраст большей части рельефа земной поверхности, несомненно, является молодым, укладываемым в геохронологический интервал от конца палеогена до современной эпохи.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров А. И., Сигов А. П.* О способах определения величины денудационного среза. Информ. сообщ. Серия: геология месторождений полезных ископаемых; региональная геология, вып. № 7, М., ОНТИ ВИЭМС, 1966, 11 с.
- Башенина Н. В.* Формирование современного рельефа земной поверхности (общая геоморфология). М.: Высшая школа, 1967. 388 с.
- Бондарев Л. Г.* Вечное движение. Планетарное перемещение вещества и человека. М.: Мысль, 1974. 158 с.
- Бондарчук В. Г.* Основы геоморфологии. М.: Учпедгиз, 1949. 320 с.
- Воскресенский С. С.* Соотношение тектонических поднятий и денудационного среза. — В кн.: Геоморфологические и гидрогеологические исследования. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968, с. 5—12.
- Гаррелс Р. М.* Круговорот углерода, кислорода и серы в течение геологического времени. Пятнадцатое чтение им. В. И. Вернадского, 12 марта 1973 г. М.: Наука, 1975. 47 с.
- Герасимов И. П.* Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. — В кн.: Проблемы физ. географии. М.: Изд-во АН СССР, 1946, с. 35—46.
- Герасимов И. П.* Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 100.
- Герасимов И. П.* Современные рельефообразующие экзогенные процессы. Уровень научного познания, новые задачи и методы исследования. — В кн.: Современные экзогенные процессы. М.: Наука, 1970, с. 7—14.
- Герасимов И. П., Мецераков Ю. А.* Понятие «морфоструктура» и морфоскульптура» и использование их в целях геоморфологического анализа. — В кн.: Рельеф Земли. М.: Наука, 1967, с. 7—12.
- Дедков А. П.* Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Поволжье. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1970. 255 с.
- Дедков А. П., Мозжерин В. И., Стулишин А. В., Трофимов А. М.* Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1977. 244 с.
- Кашменская О. В.* О геоморфологической системе. — В кн.: Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 7—21.
- Кашменская О. В.* К вопросу о классификации геоморфологической системы. — В кн.: Геоморфологические формации Сибири. Новосибирск, 1978, с. 82—92.
- Кривошукский А. Е.* О масштабах денудационного среза горных поднятий. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1965, № 10, с. 25—32.
- Кривошукский А. Е.* Жизнь земной поверхности (проблемы геоморфологии). М.: Мысль, 1971. 407 с.
- Кривошукский А. Е.* Рельеф и недра Земли. М.: Мысль, 1977а, 301 с.
- Кривошукский А. Е.* К построению генетической классификации экзогенных рельефообразующих процессов. — В кн.: Рельеф и ландшафты. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977б, с. 44—54.

- Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М.: Географгиз, 1948. 412 с.
- Меццержаков Ю. А. Современные движения земной коры.— Природа, 1958, № 9, с. 15—24.
- Меццержаков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965. 390 с.
- Меццержаков Ю. А., Сивягина М. И. Состояние знаний о современных движениях земной коры.— В кн.: Современные тектонические движения и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 11—40.
- Никонов А. А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 240 с.
- Панов Д. Г. Общая геоморфология. М.: Высшая школа, 1966. 427 с.
- Растворова В. А. Формирование рельефа гор. М.: Наука, 1973. 144 с.
- Рождественский А. П. Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М.: Наука, 1971. 303 с.
- Рождественский А. П. О климатической и структурной геоморфологии (к проблеме соотношения экзогенного и эндогенного геоморфогенеза).— В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. Ч. 1. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 1978, с. 63—65.
- Рождественский А. П., Журенко Ю. Е. О характере современных движений земной коры на Южном Урале.— В кн.: Современные движения земной коры, № 4, М.: ВИНТИ, 1968, с. 100—110.
- Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР. М., 1949. 390 с.
- Сакс В. П. Этапность развития органического мира в прошлом.— В кн.: Методологические и философские проблемы геологии. Новосибирск: Наука, 1979, с. 54—68.
- Симонов Ю. Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. 251 с.
- Скрыльчик Г. П. Климатическая геоморфология (объект, предмет, содержание и современные задачи).— В кн.: География и палеогеография климатогенеза. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 133—146.
- Соколов Б. С. Перспективы биостратиграфии докембрия.— Геол. и геофиз., 1977, № 11, с. 7—15.
- Соколов Б. С. Стратисфера Земли и история жизни.— В кн.: Методологические и философские проблемы геологии. Новосибирск: Наука, 1979, с. 44—54.
- Тимофеев Д. А. О некоторых геоморфологических законах.— Геоморфология, 1972, № 2, с. 3—12.
- Флоренсов Н. А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 238 с.
- Хворостова З. М. О системном подходе к изучению геоморфологической формации.— В кн.: Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 21—31.
- Цыганков А. В., Сапрыкин Ф. У. О величине денудационного среза и новейшей тектонике Нижнего Поволжья.— Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Отдел геол., 1968, № 6, с. 296.
- Шульц С. С. Об эпейрогенической складчатости и ее значении в развитии структуры и рельефа Земли.— Геотектоника, 1970, № 4, с. 56—64.
- Шульц С. С. Области горообразования (современные представления и терминология).— Вестн. Ленинградского ун-та. Геология, география, 1976, № 12, вып. 2, с. 75—82.
- Щукин И. С. Общая геоморфология. Т. 1. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960. 615 с.
- Эдельштейн Я. С. Основы геоморфологии. М.: Госгеолгиздат, 1947. 393 с.

В. П. Философов, А. Д. Наумов, В. Н. Зайонц,
А. В. Востряков, А. А. Романов

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИСТОРИКО-ГЕНЕТИЧЕСКОГО МЕТОДА ИССЛЕДОВАНИЯ РЕЛЬЕФА

Современная геоморфология из науки, описывающей формы, поверхности рельефа, постепенно становится наукой, опирающейся на историко-генетический принцип исследований, на методы и факты геологии, геофизики и геохимии. С этих позиций геоморфология изучает в историческом аспекте формы рельефа и сочетания форм всех порядков и происхождения,

занимающих определенное геологическое пространство, состоящее из отдельных геологических тел.

Историко-генетический принцип в исследовании природных объектов в последние годы широко применяется в геотектонике, литологии, стратиграфии, палеонтологии и других науках о Земле, и только при изучении рельефа он не занял должного места, хотя совершенно очевидны его преимущества по сравнению с другими.

Правильное решение вопроса о происхождении и возрасте форм рельефа возможно только с позиций историко-генетического принципа исследования, а не широко распространенных ныне морфоструктурного и морфотектонического или морфоклиматического подходов к изучению рельефа, базирующегося на формально выявленных связях его современной орографии и морфологии с тектоническими структурами или изменениями климата.

Историко-генетический принцип предполагает исследование генезиса рельефа как результата взаимодействия во времени геологического субстрата (его вещества, структуры, тектонических движений) с физико-геологическими процессами: выветриванием, сносом, транспортировкой и аккумуляцией осадков в приповерхностной зоне земной коры. Таким образом, морфология, или, как ее образно называют, «пластика», «архитектура», «скульптура» и т. п., является лишь следствием взаимодействия во времени и пространстве эндогенного и экзогенного перемещения масс горных пород, определяющихся градиентом геопотенциалов силы тяжести.

Время характеризуется длительностью, последовательностью, направленностью и необратимостью. Оно показывает изменения, выражающиеся движением. Течение времени есть последовательная смена событий в процессе существования.

Пространство определяется трехмерностью и метрикой. Физическое, в том числе и геолого-геоморфологическое, пространство всегда структурно и определяется силовыми линиями, перпендикулярными изопотенциальным поверхностям.

Основываясь на современных идеях физики, можно считать, что пространство и время неразрывно связаны между собой и неразделимы в геолого-геоморфологических формах, процессах и явлениях. Время и пространство находятся в органическом единстве друг с другом. Формы рельефа и длительность их существования неразрывно связаны между собой. Геологическое пространство-время включает общее свойство множества сосуществующих геологических тел, определенным образом ограничивая друг друга и вместе с тем продолжая друг друга.

Понятие времени отражает процесс изменения форм рельефа, ограничивающих геологические тела. Оно выражается в длительности существования геоморфологических объектов в их собственном бытии, зависящем от отклонений данных форм к другим формам, а также от характера процессов, видоизменяющих их.

Чрезвычайно важной характеристикой времени является его направленность от настоящего к будущему. Формы рельефа последовательно сменяют друг друга в пространстве и во времени. Изменения форм рельефа необратимы. Вновь возникающие формы рельефа не аналогичны предыдущим, но включают в себя новые свойства, сохраняя при этом некоторую часть прежних свойств.

Историко-генетический принцип исследования рельефа предусматривает обязательное определение возраста форм и генетических типов. Возраст рельефа — это длительность существования формы или генетического типа, определенная по шкале относительной или абсолютной геохронологии Земли. Возраст определяется по относительному и абсолютному возрасту отложений для аккумулятивных форм и типов рельефа, а для денудационных — по длительности течения тех или иных экзогенных физико-

геологических процессов, продолжительность которых выясняется по коррелятным отложениям, корам выветривания и древним формам рельефа. Методы его определения, с использованием материалов и выводов других исследователей, изложены в книге «Геоморфологическое картирование равнин» (1974).

Пространство-время применительно к геоморфологии является совокупностью отношений, характеризующих сосуществование форм рельефа и последовательность рельефообразующих процессов. Пространственно-временные величины относятся всегда только к материальным объектам и процессам — например, возникновение платформенной равнины или эпигеосинклинальных гор, аллювиальной речной террасы, оврага, склона хребта и т. п. Сами по себе, независимо от материальных объектов, эти отношения не существуют.

Вследствие неоднородности тектоносферы и, в частности, земной коры, мантии и ядра на Земле существует сложное гравитационное поле, которое в совокупности с высотами рельефа образует изопотенциальные поверхности. Перенос горных пород по земной поверхности происходит по геодезическим кривым с вышележащей изопотенциальной поверхности на нижележащую. Ввиду этого эндогенные и экзогенные процессы взаимосвязаны, и эта связь осуществляется и определяется гравитационным полем, точнее — всей массой Земли.

Задача историко-генетического метода исследования рельефа состоит в определении как общих, так и частных границ геоморфологических форм, занимающих определенное пространство-время.

Геоморфологические формы — это трехмерные природные объекты, существующие в четырехмерном пространстве-времени, ограничивающие своими поверхностями одно или несколько геологических тел. Сверху геоморфологические формы ограничены наземной поверхностью, а снизу и с краев — наземными и погребенными поверхностями, разграничивающими геологические тела. Нижней границей геоморфологических форм в зависимости от их размерности являются границы разделов — поверхности геологических тел, поверхности геоида или базисные поверхности разных порядков.

Геоморфологические формы делятся на аккумулятивные и денудационные.

Аккумулятивные формы рельефа определенного генезиса являются простыми геологическими телами того же происхождения и возраста, внутри которых по заданной определенной совокупности свойств нельзя провести никаких геологических резких границ [Косыгин, 1974]. В этих случаях возраст аккумулятивной формы рельефа совпадает с возрастом отложений, образующих геологическое тело.

Поверхности ограничения денудационных форм рельефа, состоящих, как правило, из нескольких геологических тел, являются секущими по отношению к последним.

Формы рельефа могут быть положительными, представленными совокупностью горных пород разного возраста и генезиса, и отрицательными, возникшими в результате эрозии, размыва и удаления горных пород, ранее занимавших данное пространство. Формы рельефа могут быть элементарными и сложными, состоящими из ряда простых. Размеры форм рельефа колеблются в широких пределах — от микроформ до континентов и океанических впадин.

Формы рельефа выступают как вполне определенная, устойчивая совокупность свойств, поскольку эти свойства уже изучены. В то же время «форма рельефа» (как понятие) относительна, поскольку она находится в состоянии развития и в процессе вступления в бесконечное множество связей и отношений.

При изучении рельефа следует широко применять структурно-систем-

ные методы исследования. Рельеф необходимо изучать в статике и динамике, а также, применяя метод актуализма, восстанавливать ранее существовавшие формы.

Рельеф Земли — это результат очень длительного геологического развития, начиная с момента возникновения твердой поверхности нашей планеты. Поверхность земной коры во все геологические времена представляла собой сочетание форм рельефа различного возраста и происхождения, находящихся на разных стадиях развития, образующих большое разнообразие. Для правильного понимания развития земной коры, т. е. хода геологической истории, палеогеографических, палеогеологических, палеотектонических, палеоклиматических и палеогеоморфологических закономерностей, нужно установить не только происхождение, но и возраст форм рельефа, в том числе погребенных и реконструируемых. Эти данные необходимы не только для решения теоретических вопросов геолого-географических наук, но и для более рационального использования геоморфологических исследований в практических целях.

Возраст типов, форм и элементарных генетических поверхностей рельефа является одним из основных вопросов геоморфологии, имеющим как теоретическое, так и практическое значение. Знание времени образования типов, форм и поверхностей позволяет вместе с другими геологическими данными выявлять более точно историю формирования земной коры и ее поверхности.

Необходимо иметь в виду, что любое геологическое, в том числе и геоморфологическое, явление следует рассматривать в зависимости от его возраста, т. е. места в геологической истории Земли. Разновозрастные геологические и геоморфологические объекты обычно различаются по сумме необозримых признаков, связанных со скоростями протекания различных геолого-геоморфологических процессов.

Развитие рельефа отдельных районов определяется взаимодействием структуры и движений земной коры с экзогенными процессами, протекающими в гравитационном поле Земли. История развития рельефа любой территории неотделима от геологического строения истории данного участка земной коры. Геоморфологическая история Земли, а также отдельных районов весьма сложна и недостаточно изучена. Она зависит от сложных сочетаний эндогенных и экзогенных процессов, идущих с различными скоростями и непрерывно изменяющихся во времени и в пространстве в зависимости от напряженности гравитационного поля. Указанные изменения находят конкретное выражение в различных по возрасту и происхождению формах и типах рельефа. Анализ последних с учетом геологического строения дает возможность установить последовательный ход геоморфологического изменения поверхности и выяснить относительный геологический или абсолютный возраст форм рельефа любых порядков.

Для выявления возраста форм рельефа, а именно возраста долин речных, озерных и морских террас, водораздельных пространств, горных хребтов и их склонов, а также других форм рельефа, в том числе и погребенных, необходимо тщательно изучить стратиграфию и фации соответствующих отложений с учетом геофизических и геохимических данных.

Формы рельефа и их связь с геологическим строением, исходя из диалектической концепции развития, можно понять только в становлении и развитии, что предполагает вскрытие исторических связей с предшествующими состояниями, из которых они возникли.

Основным методом историко-генетического анализа рельефа является изучение как современных, так и ископаемых форм рельефа и фаций, т. е. толщи горных пород, качественные признаки которых отражают физико-географические, структурно-тектонические и геоморфологические условия времени образования данного геологического тела. Последовательность изменений фациальных условий находит отражение в последовательности

напластования горных пород, магматизме и в смене тектонических и геоморфологических условий. Особенно большое геоморфологическое значение имеют несогласия в напластованиях. Это явление имеет весьма обширное, но недостаточно вскрытое до сих пор содержание. Для восстановления истории рельефа следует изучать геологическое строение и фации перекрывающих и перекрываемых образований.

Развитие рельефа представляет переход из одного качества в другое, сопровождаемое количественными изменениями. Так, на месте мелководных морей геосинклинальных областей поднимаются эпигеосинклинальные складчатые горы. Последние, вследствие денудации, в совокупности с уменьшением мощности и изменением строения земной коры переходят в пенепплен, принимая внешний облик денудационной равнины. На пенепплене иногда возникают озерные равнины, а последние являются основанием для морских аккумулятивных равнин платформенных областей. Из морских аккумулятивных равнин возникают денудационные. Если же пенепплен образуется в пределах геосинклинального пояса, то через довольно длительное геологическое время из него путем разламывания земной коры возникают эпиплатформенные складчатоглыбовые горы. Но эти равнины или горы не копии прежних, а последующие образования, обогащенные новым содержанием. На данном участке земная кора оказывается срезанной на более глубоком уровне и сохраняет при этом корни сложных складчатоглыбовых структур, приобретенных ею в предшествующий период складко- и горообразования. Изменение рельефа и земной коры имеет поступательный характер, сопровождаемый усложнением строения и внутренних связей, представляя собой один из видов развития структуры Земли.

Этот процесс — одна из форм проявления диалектического закона «отрицание отрицания». Однако указанный процесс представляет собой не голое отрицание, а содержит в переработанном виде некоторые элементы, оставшиеся от предыдущего этапа развития. Между теми формами рельефа, что были прежде, а также существующими в настоящее время, и теми, что будут в будущем, всегда имеется преемственность. Так, во все времена геологической истории Земли новые формы рельефа возникали в основном за счет изменения и разрушения более древних.

Каждый крупный этап развития земной коры сопровождается образованием геоморфологических формаций. Именно благодаря анализу формаций удастся проследить совместную историю развития геологического субстрата, его структуру и способ ее выражения на земной поверхности в определенной тектонической и климатической обстановке. Геоморфологические исследования необходимо нацеливать на выделение геоморфологических формаций, в содержание которых вкладывается историко-генетический смысл геологической структуры и формы ее выражения [Флоренсов, 1978]. Это дает возможность рассматривать геоморфологию как науку, изучающую формы рельефа всех порядков — как ныне существующих, так и существовавших в прошлые геологические эпохи.

Современные крупные формы рельефа имеют допалеозойский, палеозойский, мезозойский, палеогеновый, миоценовый, плиоценовый и плейстоценовый возраст, отражая исторический ход геолого-геоморфологических ритмов развития земной коры. Большие формы рельефа осложнены малыми формами рельефа, как правило, голоценового и реже плейстоценового возраста.

Следует обратить внимание на то, что чем крупнее форма рельефа, тем обычно она имеет более древний возраст и существует более длительное время и наоборот. Так, формы рельефа, например горные хребты, расположенные в интенсивно поднимающихся горно-складчатых (орогенных) областях с интенсивно протекающими эрозионно-денудационными процессами, существуют более короткое геологическое время, чем родствен-

ные им водораздельные пространства денудационных равнин, приуроченных к платформенным территориям. Ввиду этого на Земле одновременно сосуществуют разновозрастные формы рельефа, развивающиеся с различной интенсивностью.

История формирования рельефа зафиксирована в фациях и в коррелятных толщах осадков. При этом наиболее древним этапам развития рельефа отвечают более глубоко залегающие, в областях седиментации, осадочные образования, а наиболее молодым — верхние горизонты осадочных толщ. Изучение геологического разреза коррелятных отложений в областях осадконакопления позволяет определить возраст форм рельефа в областях денудации. Помимо метода корреляции следует широко пользоваться и другими методами определения возраста. Только при комплексном использовании геологических, геоморфологических методов определения возраста форм рельефа можно получить наиболее надежные результаты [Геоморфологическое картирование равнин, 1974].

Историко-генетический подход к изучению рельефа требует определенной классификации как самих процессов, так и созданных ими форм различных порядков (размеров). Наиболее распространенные эндогенные физико-геологические процессы: вертикальные и горизонтальные движения земной коры, магматизм, вулканизм, метаморфизм, землетрясения и экзогенные: выветривание, работа наземных и подземных вод, ветра, движущегося льда, морских и озерных вод, как и элементарные формы их проявления, изучены достаточно подробно. Недостаточно измерены лишь их количественные характеристики. Что же касается выражения на поверхности их совместного проявления, то этот вопрос действительно требует дальнейшего изучения. Можно считать, что одна из основных задач геоморфологии — изучение в пространстве и во времени перемещения (движения) масс горных пород Земли под влиянием взаимодействующих в гравитационном поле эндогенных и экзогенных процессов.

Генезис большинства малых форм и элементарных поверхностей рельефа (водоразделов, склонов, пойма, террас) хорошо известен. В настоящее время в геоморфологическом картировании, в котором, как в зеркале, отражаются теоретические и методологические взгляды исследователей, право на существование в качестве картируемых объектов получили генетически однородные поверхности и формы рельефа флювиального, ледникового, эолового, карстового, прибрежно-морского и другого происхождения, в основу классификации которых положен формирующий их экзодинамический процесс [Борисевич, 1959; Ермолов, 1964; Спиридонов, 1961; Ганешин, 1979]. Происхождение рельефа более значительных по площади участков земной коры, к каковым относятся горы, равнины, пенепплены и др., определяется не только экзогенными процессами, но главным образом дифференциацией или интеграцией тектонической структуры, ее новейшими движениями, зависящими от стадии ее эволюции, и взаимодействием эндогенного и экзогенного перемещения масс.

Такой категорией рельефа, объединяющей генетически однородные поверхности и формы различного генезиса в применении к картированию, является у одних исследователей генетический тип рельефа [Марков, 1929, 1947, 1948; Щукин, 1946; Спиридонов, 1952, 1975; Башенина и др., 1962; и многие другие], у других — морфогенетический тип рельефа [Герасимов, 1946; Марков, 1948; Боч, Краснов, 1958; Методическое руководство..., 1972; и многие другие]. Признавая процесс взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов при выделении более крупных категорий, чем элементарные формы рельефа, многие исследователи во главу угла ставят не сущность этого процесса, а сочетание форм близкой морфологии.

Авторы считают, что классификационный ряд форма рельефа — генетически однородная поверхность — генетический тип рельефа — геоморфологическая формация является наиболее объективным в геоморфо-

логии. Однако в иерархической последовательности главное место должно быть отведено не морфологическим признакам, а генезису. Таким образом, в качестве основной классификационной единицы рельефа крупного ранга должен быть выделен не морфогенетический тип как сочетание форм одинаковой морфологии, а генетический — суммарное отражение взаимодействия эндогенного и экзогенного перемещения масс, т. е. совместное проявление в геологическом пространстве-времени формирующейся тектонической структуры, стадии ее развития и одного-двух главных экзогенных физико-геологических процессов, определяющих происхождение отложений, генетически однородных поверхностей и широкий набор денудационных или аккумулятивных форм [Наумов, 1964].

Таковой представляется таксономическая соподчиненность в общем ряду классификации форм рельефа, если встать на строгую генетическую позицию. Генетические типы рельефа в природе — это: денудационные и аккумулятивные равнины и плато на древних и молодых плитах; пене-плены и цокольные равнины на щитах и массивах унаследованной стабилизации; мелкосопочник, холмогорья, плоскогорья, глыбовые горы обслетей новейшей активизации; вулканогенные плато, вулканические горы рифтовых зон современных геосинклиналей; складчатые и складчато-глыбовые горы эпигеосинклинальных орогенов и т. д. Геоморфологическая формация — это закономерное сочетание генетических типов рельефа на определенных стадиях развития структуры земной коры. Можно говорить о формациях равнин, отражающих плитную стадию развития платформ, формациях пене-пленов и цокольных равнин на щитах и массивах, формациях вулканогенных плато и гор в рифтогенных зонах на материках, формациях глыбовых гор и плоскогорий в областях эпиплатформенного орогенеза и т. д.

Классификация генетических типов не разработана. Такие попытки предпринимались неоднократно, но успеха пока не имели. В своих исследованиях и предыдущих публикациях авторы всегда использовали историко-генетический подход к изучению рельефа с изложенной теоретической позиции [Философов, 1955, 1959, 1960, 1962, 1964, 1966; Наумов, 1960, 1964; Легенды..., 1963; Востряков, 1964; Романов, 1964; Корженевский, 1965; Наумов, Востряков и др., 1970; Геоморфологическое картирование равнин, 1974; Наумов, Гудошникова и др., 1975; Романов, Философов, 1976, 1978; Востряков, Гудошникова и др., 1979].

Все особенности современного рельефа могут рассматриваться лишь как «моментальная фотография» его на современном этапе развития. Современный структурный план — тоже «моментальная фотография». Используя наблюдения за современными формами рельефа и геолого-геоморфологическими процессами, а также метод актуализма и логические методы, следует выявлять время возникновения форм рельефа и их прошлое состояние.

Историко-генетический метод исследования в геоморфологии дает возможность установить перемещения продуктов выветривания в пространстве и во времени, а также закономерности этого процесса, связанные с проявлением новейших тектонических движений и изменениями климата.

Зная особенности эволюции рельефа, помимо данных его современной морфологии, определить пути и характер миграции обломочного материала и растворенных веществ, решить вопросы, связанные с сохранностью или разрушением ранее созданных месторождений полезных ископаемых, а также с образованием новых.

Комплексное изучение эволюции рельефа со времени появления наиболее древних для данного района генераций, в той или иной мере сохранившихся в современном рельефе, должно завершаться всесторонним анализом современных физико-геологических рельефообразующих процессов.

Это дает возможность со всей полнотой применять актуалистический метод в геоморфологии и довести исследование хода развития рельефа до логического завершения. Изучение экзогенных современных физико-геологических процессов является составной частью историко-генетического метода исследования.

Для последовательного применения такого подхода к изучению рельефа требуется:

1. Всестороннее изучение и анализ кайнозойских образований (решение вопросов их стратификации, выделение и анализ пространственного распространения фаций и мощностей и смены их в разрезе). Все это относится и к современным отложениям различного генезиса.

2. Знание структуры и состава субстрата во время формирования наиболее древней из сохранившейся (хотя бы фрагментарно) возрастных категорий рельефа (генетического типа). Для решения этого вопроса необходимо применение палеоструктурных методов исследования. Многие ошибки, допускаемые при геоморфологических исследованиях, происходят из того, что развитие рельефа, особенностей морфологии, скажем, олигоценового времени, связывают с современной, а не с олигоценовой же структурой субстрата.

3. Знание всех особенностей новейшего тектонического развития территории и проявления современных движений земной коры, с учетом влияния на них более древних тектонических структур.

4. Реконструкция и анализ изменений палеогеографических особенностей территории (в том числе изменения климата, гидрогеологического режима, динамики речных потоков и т. д.) со времени формирования наиболее древних генераций рельефа до настоящего времени.

5. Всестороннее изучение современных экзогенных физико-геологических процессов в связи с современной структурой и развитием субстрата и со сложившимися физико-географическими условиями.

6. Детальное изучение современных ландшафтов.

Таким образом, развитие тектонической структуры, рельефа и климата должно рассматриваться в их диалектическом единстве, в совокупности, на всех стадиях новейшей эволюции и современного развития того или иного участка земной коры. Нельзя рассматривать их изолированно друг от друга. Историко-генетический метод исследования как раз и предполагает рассмотрение их в качестве разных стран е д и н о г о историко-генетического процесса.

Следует отметить, что применение в практике геоморфологических исследований историко-генетического метода требует высокой квалификации исполнителей, а также значительного объема полевых и камеральных работ. Примером историко-генетического подхода к изучению рельефа является анализ развития рельефа Нижнего и Среднего Поволжья [Философов, 1966]. На основе изложенного принципа большим коллективом саратовских геологов и геоморфологов составлена среднemasштабная геоморфологическая карта Поволжья [Четвертные отложения, рельеф и неотектоника Нижнего Поволжья, 1978].

Комплексный подход, включающий анализ фаций, мощность отложений, структуры, новейших тектонических движений, характера сноса и аккумуляции во времени, позволил выделить несколько генетических типов равнин, последовательно сменявших одна другую во времени, развитых в настоящее время в Среднем и Нижнем Поволжье. Возникновение и дальнейшее преобразование олигоценовой, плиоценовой и раннечетвертичной денудационных равнин и формирование раннехвалынской, позднехвалынской и современной аккумулятивных эоловых и морских равнин являются отражением на поверхности взаимодействия главных рельефообразующих эндогенных и экзогенных процессов: движений земной коры, морской, ледниковой, аллювиальной и эоловой аккумуляции. Выяснение

происхождения и возраста упомянутых генераций рельефа возможно лишь в результате изучения древней и новейшей структуры, условий залегания горных пород, анализа их вещественного состава и эволюции фациального облика геологических формаций. Современная же морфология (легко картируемая с помощью полевых наблюдений, материалов аэрофотосъемки и крупномасштабных топокарт) является лишь отражением общего хода главных физико-геологических процессов, в разное время протекавших на земной поверхности. Аналогичная картина наблюдается и на территории Оренбургского Урала, где в результате преобразования мезозойского пенеплена возникли крупные вновь созданные генерации рельефа: докольные денудационные равнины, денудационные равнины и озерно-аллювиальные аккумулятивные равнины более молодого возраста [Наумов, 1965].

Еще более велико значение историко-генетического принципа исследований в палеогеоморфологии. Изучение в пространстве и во времени древних генетически однородных поверхностей и форм рельефа возможно только в результате анализа фациального состава пород, определения их возраста и изучения их размещения в геологическом пространстве. Ярчайшим примером подобных исследований является восстановление древних долин на территории Нижнего и Среднего Поволжья. Выделение миоценовых, плиоценовых, раннечетвертичных, среднечетвертичных долин, ныне перекрытых более молодыми толщами осадочных пород иного генезиса, стало возможным лишь в результате изучения разрезов неогеновых и четвертичных отложений с применением бурения, анализов данных геофизики и дешифрирования аэрофотоматериалов и космических снимков. Только после детального изучения распространения руслового и пойменного древнего аллювия удалось восстановить на отдельных участках морфологию ряда этих древних долин [Востряков, Гудошникова и др., 1979]. Подобные примеры можно привести и для других территорий [Западная Сибирь, Казахстан, Алтай]. Они давно используются в практике поисковых работ на россыпи устойчивых минералов и других экзогенных месторождений полезных ископаемых, пресных и минерализованных вод, в инженерно-геологических целях.

ЛИТЕРАТУРА

- Башенина Н. В., Леонтьев О. К., Пиотровский М. В., Симонов Ю. Г. Методическое руководство по геоморфологическому картированию и производству геоморфологической съемки в масштабе 1 : 50 000 — 1 : 25 000 (с легендой). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. 203 с.
- Борисевич Д. В. Единый метод геоморфологического картирования в средних масштабах.— Матер. 2-го геоморфолог. совещ. М.: ОГГН АН СССР, 1959, с. 23—32.
- Боч С. Г., Краснов И. И. Классификация объектов геоморфологического картирования и содержание общих геоморфологических карт разных масштабов.— Сов. геология, 1958, № 2, с. 27—50.
- Востряков А. В. Погребенные и аккумулятивные поверхности выветривания Южного Заволжья.— В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964, с. 107—115.
- Востряков А. В., Гудошникова Г. П. и др. Новейшая история развития речных долин юго-востока Русской равнины.— В кн.: История развития речных долин и проблемы мелiorации земель. Новосибирск: Наука, 1979, с. 66—71.
- Ганешин Г. С. Геоморфологическое картирование и картирование четвертичных отложений при геологосъемочных работах. М.: Недра, 1979. 112 с.
- Геоморфологическое картирование равнин/Востряков А. В., Зайонц В. Н., Наумов А. Д., Романов А. А., Философов В. П. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1974. 162 с.
- Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР.— Проблемы физ. географии, 1946, № 12, с. 33—46.
- Ермолов В. В. Генетически однородные поверхности в геологическом картировании. Новосибирск, 1964. 41 с.

- Корженевский А. А.* Историко-генетический принцип геоморфологического картирования и его развитие в Саратовском университете. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1965. 38 с.
- Косыгин Ю. А.* Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 597 с.
- Легенды к картам геоморфологическим и новейшей тектоники Поволжья и Приуралья:* Востряков А. В., Дедков А. П., Зайонц В. Н., Рождественский А. П., Романов А. А., Философов В. П., Шилкин А. Н. Саратов; Изд-во Саратов. ун-та, 1963. 18 с.
- Марков К. К.* О геоморфологической карте.— Геологический вестник, 1929, т. 7, вып. 1-3, с. 34—41.
- Марков К. К.* Методика составления геоморфологических карт.— Тр. Ин-та географии АН СССР, 1947, вып. 39. 294 с.
- Марков К. К.* Основные проблемы геоморфологии. М.: Географиздат, 1948. 343 с.
- Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям:* Чемяков Ю. Ф., Ганешин Г. С., Соловьев В. В. и др. Л.; Недра, 1972. 386 с.
- Наумов А. Д.* Еще раз об основных принципах составления средне- и крупномасштабных геоморфологических карт.— Матер. по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М., 1960, вып. 2, с. 143—151.
- Наумов А. Д.* Пенепплены — фиксированные поверхности выравнивания и их роль при изучении структур материков.— В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964, с. 44—50.
- Наумов А. Д.* О генетическом содержании понятий «морфоструктура» и «тип рельефа». — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1965, № 2, с. 119—125.
- Наумов А. Д., Востряков А. В. и др.* Основные принципы и методы составления палеогеоморфологических карт.— В кн.: Проблемы палеогеоморфологии. М.: Наука, 1970, с. 225—232.
- Наумов А. Д., Гудошников Г. П. и др.* Опыт составления геоморфологических карт Нижнего Поволжья и Южного Предуралья.— В кн.: Проблемы геоморфологического картирования. Л., 1975, с. 179—188.
- Романов А. А.* О методике картирования поверхностей выравнивания.— В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964, с. 158—162.
- Романов А. А., Философов В. П.* Поверхности выравнивания равнин (на примере Нижнего Поволжья).— В кн.: Поверхности выравнивания и коры выветривания. М.: Наука, 1976. с. 33—36.
- Романов А. А., Философов В. П.* Историко-генетическая классификация рельефа как основа геоморфологического картирования (на примере равнин). М.: Наука, 1978. 187 с.
- Спиридонов А. И.* Геоморфологическое картографирование. М.: Географгиз, 1952. 294 с.
- Спиридонов А. И.* О геоморфологической таксономии и некоторых основных геоморфологических понятиях.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1961, № 4, с. 127—136.
- Спиридонов А. И.* Геоморфологическое картографирование. М.: Недра, 1975. 183 с.
- Философов В. П.* Формы междуречных пространств равнинных стран.— Уч. зап. Саратов. ун-та. Т. 46, вып. геолог. Саратов, 1955, с. 95—106.
- Философов В. П.* Опыт генетической классификации континентальных равнин.— Уч. зап. Саратов. ун-та. Т. 65, вып. геолог. Саратов, 1959, с. 189—200.
- Философов В. П.* Основы структурно-генетической классификации рельефа суши.— Матер. Харьков. отд. Геогр. о-ва Украины. Вып. 6. М.: Недра, 1960, с. 42—68.
- Философов В. П.* Содержание геоморфологической карты равнинных областей.— Матер. по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Вып. 1. Уфа, 1962, с. 22—34.
- Философов В. П.* К вопросу о генетической классификации поверхностей выравнивания.— В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964, с. 22—31.
- Философов В. П.* Происхождение и возраст поверхностей выравнивания центральной части Приволжской возвышенности.— Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Вып. 3, ч. 3. Кайнозой. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1966, с. 297—312.
- Флоренсов Н. А.* Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 238 с.
- Чемяков Ю. Ф.* Геоморфологические циклы.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1964, № 4, с. 136—141.
- Четвертичные отложения, рельеф и неотектоника Нижнего Поволжья/* Под ред. проф. А. В. Вострякова. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1978. 184 с.
- Щукин И. С.* Опыт генетической классификации типов рельефа.— Вопросы географии. Сб. 1. М.: Географгиз, 1946, с. 33—62.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ СИБИРИ

За последние 100 лет в развитии геоморфологии были достигнуты большие успехи. От чисто ландшафтного описания земной поверхности она перешла к познанию рельефа с позиций морфотектонического анализа. В связи с этим геоморфологи значительно расширили диапазон своих исследований. Они стали изучать строение, происхождение, историю развития и современную динамику рельефа. К большому сожалению, в определении основных положений современной геоморфологии, которые сейчас приводятся во многих новейших учебных пособиях, ничего не сказано о том, что сложный процесс формирования и преобразования различных форм рельефа всегда связан с очень большим перемещением минеральных масс как на поверхности Земли, так и в самих горизонтах литосферы и астеносферы. Впервые на это весьма важное обстоятельство обратил особое внимание М. А. Усов в своем прекрасном учебнике «Элементы геоморфологии и четвертичной геологии» (1934б). Одновременно он впервые в нашей стране правильно оценил также и большую роль морфотектонического анализа в развитии главнейших теоретических положений советской геоморфологии. Первое положение теоретической концепции М. А. Усова о балансе масс в земной коре в дальнейшем весьма успешно разработал и всесторонне обосновал А. А. Григорьев (1952) при определении весьма тесных взаимоотношений между различными компонентами географической оболочки земного шара. В последние годы указанный вопрос в геоморфологическом аспекте был рассмотрен О. В. Кашменской (1978) и З. М. Хворостовой (1978). Второе, не менее важное, положение теоретической концепции М. А. Усова о выделении ведущих морфотектонических элементов рельефа Земли в определенной степени отвечало исходным установкам И. П. Герасимова (1946), которые он изложил при геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР.

На протяжении многих лет основным тормозом в развитии теоретических положений геоморфологии явилось отсутствие классификации изучаемых явлений. В ходе развития геоморфологических процессов активно участвуют разнообразные эндогенные и экзогенные факторы. Во многих случаях их детальное изучение осуществляет большая армия геологов и географов широкого профиля. По этой причине различные формы рельефа земной поверхности очень часто классифицировались в прямой зависимости от решения частных задач, а последние не могли быть основой построения общей геоморфологической классификации. Впервые эта работа была выполнена И. П. Герасимовым в 1946 г. в связи с использованием понятий о морфоструктуре и морфоскульптуре. Под первым он понимал «крупные формы рельефа, которые возникают в результате исторически развивающегося противоречивого взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов при ведущей активной роли эндогенного фактора — тектонических движений». К морфоструктурам И. П. Герасимов относил «отдельные хребты, кряжи, массивы, плато, возвышенности, низменности, впадины на поверхности суши и на дне океана». Морфоскульптуре, по его мнению, «принадлежат те преимущественно мелкие формы, которые своим происхождением обязаны экзогенным процессам, взаимодействующим с другими факторами образования рельефа». К морфоскульптурам И. П. Герасимов отнес балки, овраги, моренные гряды, барханы, долины и многие другие формы земной поверхности, возникающие под действием флювиальных, криогенных, эоловых и других процессов. Следует отметить, что геоморфологическая классификация И. П. Герасимова быстро завоевала у нас и за рубежом большое признание и много лет служила основой проведения самых различных геоморфологических исследований.

За последние 10 лет в нашей стране стали выходить из печати многие работы, в которых отражены новые направления в развитии геоморфологической теории. Среди них особое место занимают оригинальные исследования Н. А. Флоренсова (1960, 1971 и др.). В одном из заключительных томов единой серии «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока» (1976) и в последней монографии (1978) он рассмотрел главные проблемы рельефообразования и уделил большое внимание теоретическому обоснованию нового учения о геоморфологических формациях, анализу существующих воззрений на возраст рельефа, выяснение роли тектонических движений в формировании рельефа Сибири и Дальнего Востока и сравнительную характеристику геоморфологических процессов в рифтовых зонах нашей планеты на основе сибирских данных.

Под геоморфологической формацией Н. А. Флоренсов понимает «естественное и исторически обусловленное сочетание форм земной поверхности, связанных друг с другом единством места и времени и существующих при определенных тектонических и климатических режимах, которые порождают тот или иной способ их подвижного равновесия». Следует особо подчеркнуть, что исходные положения учения о геоморфологических формациях принципиально отличны от тех установок, которые заложены в основу проведения морфоструктурных и морфоскульптурных исследований. Их различие не только в неравноценном определении влияния эндогенных и экзогенных факторов на формирование рельефа, но и в соблюдении определенной методической последовательности. Формационный анализ требует от исследователя большой «эрудиции в геоморфологии (рельеф) и в геологии (вещественно-структурная основа)», и далеко не случайно постановка вопроса о новом направлении в проведении геоморфологических изысканий в настоящее время находится в полном соответствии с высоким уровнем геоморфологических и геологических знаний.

Теоретические воззрения Н. А. Флоренсова и его коллег сыграли большую роль в организации и проведении многолетних коллективных исследований по истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Их основной итог состоит в том, что впервые на необъятной территории восточных районов СССР оформились три новых крупных геоморфологических центра, каждый из которых не только собрал, систематизировал и обобщил богатейший региональный фактический материал, но и провел свой оригинальный научный поиск в направлении решения важнейших теоретических проблем советской геоморфологии.

В отличие от иркутских коллег, о направлении научных исследований которых мы кратко говорили выше, геоморфологи г. Новосибирска первоначально уделили большое внимание проведению палеогеоморфологического анализа путем поэтапного рассмотрения палеорельефов обширной территории на протяжении всей истории и преемственности рельефа, т. е., как правило, на протяжении мезозойской и кайнозойской эр. Современный рельеф Сибири и Дальнего Востока при таком подходе предстает в качестве заключительного звена в длинной и сложной цепи палеогеографических явлений. На этой базе новосибирские геоморфологи последовательно рассмотрели теоретические основы нового учения о геоморфологических формациях и перешли далее к широкому использованию системного подхода в глубоком познании ведущих закономерностей в истории развития рельефа.

Значительные исследования в области научного обоснования главных теоретических положений геоморфологии провели дальневосточные специалисты во главе с Г. И. Худяковым [История..., 1972, 1977]. Современный рельеф по их представлению был создан в результате непрерывного однонаправленного геологического развития Приамурья и Приморья с протерозойского времени. Геологическую эволюцию эти ученые рассматривают как длинную и сложную трансформацию древних структур

земной коры в морфоструктуры. При этом они не только сохраняют внутреннюю сущность, но и приобретают способность к одновременному геоморфологическому выражению.

В итоге проведенных исследований геоморфологи Дальнего Востока говорят о том, что горный рельеф на их территории никогда не подвергался общей планации, а речная сеть развивалась по закону унаследованности и никогда не переживала явления крупных перестроек, о которых много писали в ранее опубликованных работах. К системе единственных молодых геоморфологических образований они относят лишь современное побережье и считают, что его рельеф обусловлен тектоническими движениями и эвстатическими колебаниями уровня моря. Г. И. Худяков и его коллеги приводят в своих работах большой фактический материал и с завидным увлечением стремятся убедить читателя в полной обоснованности нового направления в познании истории развития рельефа Дальнего Востока.

Геоморфологи Дальнего Востока во главе с Г. И. Худяковым при разработке теоретических вопросов геоморфологии использовали метод морфотектонических исследований. Они понимают «под морфоструктурой тектоническую структуру, конформно выраженную в рельефе». Вводимое понятие «морфоструктурное пространство ограничивается внешне рельефом земной поверхности, внутренне — конформным ему геологическим содержанием в пределах тектоносферы». Генетические «корни» крупных элементов рельефа, по мнению Г. И. Худякова и его коллег, уходят в земную кору и даже подкоровую оболочку.

Особое значение в познании теоретических вопросов геоморфологии мы придаем весьма интересным работам Э. Л. Якименко и В. С. Порядина, проведенным на основе теоретического сотрудничества между Институтом геологии и геофизики СО АН СССР и Красноярским геологическим управлением. Впервые в сибирской практике с помощью электронно-вычислительной техники был выполнен тренд-анализ рельефа всей территории Сибири и Дальнего Востока и были опубликованы результаты законченных исследований по Восточной Якутии (1978). Э. Л. Якименко и В. С. Порядин осуществили математическое сглаживание поля высот современного рельефа с помощью скользящего среднего и способом наименьших квадратов по программе «Тренд». Они построили карты вершинной и базисной поверхности тренда и разности между ними. При интерпретации вершинного и базисного трендов наметились определенные связи с геофизическими полями и сейсмическими данными о глубинном строении земной коры. Разность между вершинной и базисной поверхностями является показателем объема материала, находящегося в современном рельефообразовании, и свидетельствует об энергии развития рельефа.

В общем обзоре главнейших направлений в развитии геоморфологической теории мы считаем необходимым привести ниже основные положения интересных и очень важных работ А. Е. Кривошукского (1971, 1977). В кратком резюме своей последней монографии он говорит о том, что «эндогенная составляющая геоморфогенеза является ведущей по отношению к экзогенной составляющей, что обусловлено изменением потенциала силы тяжести каждой минеральной частицы земной коры. Участие этой частицы в экзогенном процессе возможно лишь при условии затраты ею своей потенциальной энергии силы тяжести (сообщенной тектоническим поднятием) путем превращения ее в кинетическую.

Массы эндогенно- и экзогенно-перемещаемого по земной поверхности и в зоне дренажа (в геоморфологической сфере) минерального материала в геологической истории равнозначны.

Экзогенные процессы в равной мере с эндогенными принимают участие в эволюции форм рельефа земной поверхности всех рангов».

Выводы последней работы А. Е. Криволудского (1977) о равнозначной роли эндогенных и экзогенных процессов близки к вышеприведенным высказываниям многих сибирских геоморфологов. Значительное число опубликованных работ сибирских геоморфологов объединено общностью системного подхода к познанию поставленной проблемы. При этом авторы широко используют понятие Н. А. Флоренсова о геоморфологической формации, рассматривая ее как часть геоморфологической системы. В своих работах они дают творческое развитие системного подхода в геоморфологических исследованиях и обосновывают главнейшие принципы классификации систем. На основе изучения баланса вещества земной коры как следствия основных рельефообразующих процессов многие сибирские геоморфологи определяют способность системы к саморегуляции, подвижному равновесию и устойчивости. Они убедительно доказали большое значение формационного геоморфологического анализа в решении теоретических вопросов и в познании ведущих направлений на пути рационального использования и охраны природных ресурсов [Кашменская, 1971, 1976—1978; Николаев, 1976, 1978; Хворостова, 1976, 1978; и др.].

Высказанные положения не позволяют нам согласиться с выводами одной фразы, содержащейся в статье «Советская геоморфология за 50 лет»: «В последние годы в Сибири в развитии концепции И. П. Герасимова (1959) о морфоструктурах и морфоскульптурах возникло учение о геоморфологических формациях. Сейчас это учение делает свои первые шаги». Мы полностью согласны с последней фразой, но принципиально расходимся с заключением о том, что на базе широко известной концепции И. П. Герасимова зародилось новое учение о геоморфологических формациях, так как при выделении морфоструктур и морфоскульптур он и его последователи искусственно разрывают функциональные связи единого взаимодействия внутренних и внешних сил рельефообразования.

В нашей стране основы системного подхода в познании рельефа Земли были заложены в работах И. С. Щукина (1960, 1964). Рельеф земной поверхности по его воззрениям представляет собой наиболее интересный природный объект детального изучения, возникновение которого предопределено тесным взаимодействием эндогенных и экзогенных процессов. На пути исторического развития любого региона земного шара, по мнению И. С. Щукина, можно уверенно выделить один или несколько ведущих факторов в формировании рельефа. В целях классификации разнообразных форм земной поверхности он разделил всю территорию суши на ряд основных типов природной среды и для обозначения совокупности форм рельефа предложил новое понятие о геоморфологических комплексах, которые отличаются друг от друга качественным состоянием действующих на них рельефообразующих сил. При этом И. С. Щукин подчеркнул существенное различие в проявлении рельефообразующих процессов и выделил главнейшие факторы в длительной эволюции тех или иных форм рельефа. Для каждой выделенной области он определил ведущие факторы и указал на характер их проявления в тех или иных условиях с учетом вещественного состава покровных отложений, принимающих непосредственное участие в формировании современного рельефа. В новом учении И. С. Щукина были заложены многие исходные положения системного подхода к познанию сложного рельефа Земли. В первую очередь они проявились в общем анализе морфологических особенностей нашей планеты с позиций всестороннего учета всех действующих факторов в их тесном взаимодействии. Это вполне оправданное направление в развитии советской геоморфологии ярко отразилось в наименовании самой высокой таксонометрической категории в классификации форм рельефа. Формирование морфологических комплексов И. С. Щукина всегда проходило в условиях определенного типа природной среды, возникающих в процессе длительной эволюции географической оболочки нашей планеты.

В развитие системного подхода к познанию рельефа за последние годы много нового внесли результаты геоморфологических исследований Ю. Г. Симонова (1972, 1977). Первоначально под морфосистемами этот автор выделял определенный комплекс элементов рельефа экзогенной природы. В дальнейшем он уточнил указанное понятие и стал выделять морфосистемы с учетом не только генетической принадлежности, но и с учетом взаимосвязанных с ними покровных отложений и рельефообразующих процессов, взаимодействующих друг с другом на правах равноправия. В новом качестве морфосистемы Ю. Г. Симонова и О. А. Борсук (1977) приобретают многие исходные параметры системной ориентации. В связи с этим мы считаем, что вышеприведенные высказывания названных авторов в значительной степени отражают новое системное направление в более глубоком познании рельефа горных и равнинных регионов.

Главнейшая основа прогрессивного направления в развитии системного подхода в геоморфологии определяется правильным выделением объекта исследования. Для того чтобы выделить объект исследования как определенную систему, необходимо провести ее границы с таким расчетом, чтобы охваченная территория обладала всеми свойствами единого целого в отношении внешней морфологической формы и внутреннего содержания. Части единого объекта должны тесно взаимодействовать друг с другом, придавая ему качественно различные черты. Применительно к геоморфологии это будет комплекс взаимосвязанных элементов рельефа не только в процессе своего развития, но и в генетической общности, возникшей в результате длительного эволюционного развития Земли. В геоморфологической системе должна наблюдаться синхронность эндогенных и экзогенных процессов и взаимная обусловленность их развития. Усиление первых должно вызывать усиление вторых, и наоборот. Между ведущими формами рельефа геоморфологической системы могут наблюдаться также и более сложные взаимодействия. При анализе любой геоморфологической системы следует обратить особое внимание на изучение баланса минеральных масс, непрерывно участвующих в различных процессах рельефообразования. С ними тесно связаны все гипсометрические и динамические характеристики рельефа. Интенсивность перемещения всецело зависит от перемещающейся среды. К числу наиболее активных агентов массового и повсеместного перемещения следует отнести все виды флювиальной эрозии и аккумуляции.

На протяжении многих лет развитие системного подхода очень сильно тормозилось из-за отсутствия аэрокосмических материалов. До их появления геоморфологи изучали главным образом частные вопросы общей морфологии различных форм рельефа и не могли заниматься с необходимой полнотой вопросами глубокого изучения и выявления новых, ранее неизвестных элементов в их тесной взаимосвязи. Лишь с получением аэрокосмических снимков различного масштаба удалось установить многие очень важные, но до конца еще не изученные общие закономерности формирования и поведения сложных геоморфологических систем. Новые данные, несомненно, обогатят наши представления о развитии сложных систем и будут способствовать выяснению конкретных условий их устойчивости, регуляции и управления.

В итоге проведенного обзора можно сделать обоснованный вывод о том, что равнозначность эндогенных и экзогенных процессов сейчас признается многими геоморфологами нашей страны. Соглашаясь с этим выводом, значительная часть исследователей все же эндогенной составляющей отводит ведущую роль. При этом они допускают определенную непоследовательность в своих рассуждениях, так как история развития нашей планеты и ее рельефа в основном была предопределена очень сложной и длительной эволюцией живой и мертвой материи Земли, а не характером проявления только одних эндогенных процессов. В исторической геоло-

гии и в истории четвертичного периода мы знаем немало примеров, когда экзогенные силы явно превалировали над значительными эпейрогеническими движениями положительного знака. На великих равнинах мира динамическая сила мощных палеорек и приуроченных к ним современных речных систем в прошлом и настоящем всегда превышала энергию положительных неотектонических движений даже в пределах крупнейших сводообразных поднятий, и они никогда не были отражены в морфологии рельефа. Поэтому мы считаем, что при глубоком познании форм рельефа земной поверхности и их классификации следует исходить из главнейших положений нового учения о геоморфологических системах. Как мы отмечали выше, каждая выделенная геоморфологическая система должна иметь специфику внутренних противоречий, отражающих пути ее саморазвития при наличии хорошего аппарата саморегуляции. При этом каждая выделенная геоморфологическая система в свою очередь должна подразделяться на ряд подсистем, геоморфологических формаций и подформаций.

Самая важная теоретическая проблема всех подразделений естественных наук — разработка классификации изучаемых явлений. Формы рельефа земной поверхности характеризуются большим разнообразием, так как они образуются в различных природных условиях и находятся на разных стадиях своего развития. В настоящее время во многих геоморфологических пособиях, в обобщающих геоморфологических монографиях и на геоморфологических картах в основном принята генетическая классификация форм рельефа, при которой великое разнообразие форм объединяется в группы в прямой зависимости от наиболее активного фактора рельефообразования. На этом основании всегда выделяются две ведущие группы форм рельефа земной поверхности: 1) преимущественно обусловленные эндогенными и 2) преимущественно обусловленные экзогенными факторами. Приведенные примеры генетической классификации близки к основным положениям разделения форм рельефа земной поверхности на морфоструктуры и морфоскульптуры. Различие заключается лишь в том, что деятельности эндогенных процессов отведена главная роль в формировании крупных форм рельефа, а на долю экзогенных факторов падает их скульптурная моделировка. Поэтому не случайно морфоструктурное направление в развитии советской геоморфологии переросло в морфотектонику [Коржуев, 1974] и в геоморфотектонику [Худяков, 1977] и далеко ушло от решения тех проблем, которые стоят сейчас перед геоморфологией в связи с рациональным освоением и всемерной охраной природных ресурсов нашей страны.

Изучая рельеф земной поверхности всех континентов и анализируя природу рельефа СССР с системно-формационных позиций с учетом современных представлений об основных закономерностях его исторического развития, все большее разнообразие форм рельефа земной поверхности можно объединить в три главнейшие геоморфологические системы: 1) горная; 2) равнинно-платформенная; 3) система переходных зон между ними. О возможности подобного подхода к решению поставленной проблемы мы не раз говорили в своих ранее опубликованных работах [Николаев, 1963, 1968], но из-за отсутствия необходимых фактических данных для вполне обоснованных выводов этот вопрос много лет не мог рассматриваться с желаемой полнотой.

Обращаясь к вопросу обоснованного выделения геоморфологической системы переходных зон с широких историко-геологических позиций, мы должны сказать, что пальма первенства в решении этой очень важной проблемы принадлежит А. Л. Яншину (1948). В процессе изучения тектоники платформенных областей Евразии он первым объединил прибортовые участки молодых платформ в самостоятельную зону, на территории которой геологическая эволюция и история развития рельефа во многом зави-

сели от одновременного влияния этапов развития орогенных структур обрамления и внутренних областей молодых платформ. В последующие годы основополагающие концепции А. Л. Яншина получили дальнейшее развитие и сыграли большую роль в обосновании прогрессивных направлений в познании геологии и рельефа многих регионов Евразии.

Неоценимый вклад в изучение переходного рельефа между орогенными и равнинно-платформенными областями внесли весьма своевременные работы А. Г. Золотарева (1974, 1976). Его труды, без всякого сомнения, определяют направление в решении главнейших вопросов теоретической геоморфологии, и мы очень сожалеем о том, что ведущий журнал «Геоморфология» печатал их в разделе «Дискуссии» и не заострил внимание своих читателей на большую оригинальность тематических исследований А. Г. Золотарева. По нашему мнению, и сам автор упомянутых работ не в полной мере определил значение своих итоговых результатов в проведении более широких геоморфологических обобщений. Свои выводы А. Г. Золотарев рассмотрел в рамках морфоструктурных представлений и не оценил значения выдвинутых им очень важных положений о «переходном рельефе» в решении важнейших теоретических вопросов большого значения.

Основные положения к выделению горной геоморфологической системы на сибирских материалах впервые обосновал В. А. Обручев (1948) в своей прекрасной работе о главнейших чертах кинетики и пластики неотектоники и совершенно справедливо отметил ведущую роль дизъюнктивной тектоники в направленном развитии эндогенных и экзогенных процессов на их территории. К его выводам следует сказать лишь несколько слов о том, что в районах горной геоморфологической системы на характер проявления экзогенных процессов оказывает большое влияние и ярко выраженная высотная зональность; и это очень важное обстоятельство следует отнести к числу главнейших природных особенностей горных стран. Вполне естественно, что горная геоморфологическая система может быть подразделена на ряд подсистем. С одной стороны, могут быть выделены различные морфологические типы горных сооружений, а с другой — их межгорные впадины. По-видимому, на детальной характеристике указанных подсистем в данной статье не следует останавливаться подробно, так как возможность их выделения не может вызывать никаких сомнений.

Переходная геоморфологическая система в Сибири окаймляет прерывистой полосой очень сложную зону сочленения Центрально-Азиатского горного пояса с величайшими равнинами Северной Азии. Из анализа опубликованных материалов и геоморфологических карт различного масштаба ясно видно, что на протяжении длительного изучения природы Сибири детальному познанию рельефа геоморфологической системы переходной зоны не уделялось достаточного внимания. Только этим можно объяснить, что на многих картах граница между орогенными и равнинно-платформенными областями отражена очень схематично, а на значительном протяжении проведена просто по выходам коренных пород южного обрамления Западно-Сибирской равнины. Трудно себе представить, чтобы между такими ведущими категориями рельефа нашей планеты всюду отмечались столь резкие переходы. Более логично было бы думать, что рельеф переходной зоны в процессе своего формирования и сохранения в весьма сложных условиях будет отличаться большим разнообразием положительных и отрицательных форм земной поверхности, которые можно было бы объединить в определенные подсистемы. Высказанные положения полностью себя оправдали на первом же этапе более детального изучения рельефа переходной зоны. В результате проведенных исследований [Адаменко, 1976; Золотарев, 1976; Костенко, 1958; Чедия, 1971; и др.] предгорные впадины (Предбайкальская, Предсаянская, Тасеевская, Ангаро-Тасеевская, Кемская, Еланская, Бийско-Барнаульская, Кулундин-

ская, Алакольская, Балхашская, Илийская и др.) были объединены в прерывистую полосу предгорных опусканий Центрально-Азиатского горного пояса, которую можно выделить в ранге подсистемы геоморфологической системы переходной зоны. К другой подсистеме указанной системы по новейшим данным можно отнести сложные денудационные равнины с реликтовыми, унаследованными и вновь образованными формами рельефа. В строении их рельефа принимают участие остаточные горы с древним пенеппелом, доэоценовый пенеппел с корой выветривания, морские и континентальные аккумулятивные равнины, мелкосопочник и некоторые другие, не менее характерные формы рельефа переходной зоны. Нет никакого сомнения в том, что отмеченными подсистемами не ограничиваются геоморфологические особенности переходных зон. При их детальном изучении будут получены новые фактические данные и на основании их в дальнейшем могут быть выделены и другие подсистемы.

Формирование предгорных опусканий проходило в три этапа. На протяжении первого этапа будущая территория горообразования Алтае-Саянской области была слабо расчленена на отдельные поднятия и опускания. Главный этап Алтайского горообразования (средний плиоцен) характеризовался формированием горного и высокогорного рельефа. На этом же этапе произошло и максимальное расширение значительной части зоны предгорных опусканий. Лишь на завершающем этапе активного воздымания Алтае-Саянских гор отмечался обратный процесс, при котором значительное расширение площадей поднятия проходило за счет вовлечения в них прилегающих впадин. Таким образом, самая характерная особенность в морфологии, строении и истории развития рельефа геоморфологической подсистемы предгорных опусканий состоит в том, что она одновременно отражает в себе взаимосвязанные этапы развития орогенных сооружений и равнинно-платформенных областей. В строении зоны предгорных опусканий и ее контакта с горной геоморфологической системой принимает участие сложный денудационно-тектонический склон и резкий уступ. Далее следует полоса предгорий и широкая зона предгорных опусканий.

В качестве примера ниже мы кратко осветим строение Кулундинской впадины, сформировавшейся на южной окраине молодой Западно-Сибирской платформы в зоне ее контакта с палеозойскими сооружениями Алтая. Наиболее глубокая область прогиба ее доюрского фундамента приурочена к району г. Славгорода. По геофизическим данным, в центральной части Кулундинской степи погребенные структуры палеозоя залегают на глубине 1000—1200 м. Глубинная геология этой структуры еще не изучена, так как ни одна скважина не вскрыла весь разрез мезозойских и кайнозойских отложений. На основании палеогеографических реконструкций и имеющихся буровых данных можно предполагать, что заложение Кулундинской впадины следует отнести к готерив-баррему. Однако на протяжении всего мелового периода здесь не наблюдались явления интенсивного прогибания доюрского фундамента. Общая мощность осадков нижнего и верхнего мела в районах Кулундинской впадины, по-видимому, в среднем не будет превышать 300—500 м. Возможно, что только в ограниченных участках более глубокого залегания погребенного палеозоя она может возрасти до 700 м. Указанная мощность меловых отложений Кулунды совершенно не сопоставима с мощностью общего разреза разновозрастных образований центральных отрицательных структур Западно-Сибирской равнины. В ее северных районах она в 6 раз превышает общую среднюю мощность меловых образований Кулундинской впадины.

К числу наиболее отличительных особенностей в геологическом строении Кулундинской впадины следует отнести широкое развитие в ее районах континентальных образований неогена. Только здесь в это время шло интенсивное накопление глинистых осадков значительной мощности.

На всей территории Западно-Сибирской равнины мы нигде больше не знаем подобных примеров. По новейшим данным в разрезе неогеновых образований Кулундинской степи могут быть выделены два стратиграфических горизонта. К нижнему горизонту относится 60-метровая толща зеленовато-серых глин нижнего миоцена, а к верхнему — пестроцветные глины верхнего миоцена и нижнего плиоцена (черлакская свита). Максимальная мощность второго горизонта достигает 65—70 м. Таким образом, по коэффициенту скорости аккумулятивных процессов в эпоху неогена Кулундинская впадина испытала наиболее интенсивные движения отрицательного знака, благодаря чему в общей истории развития мезокайнозойских впадин Западно-Сибирской равнины она занимает особое место.

Следует подчеркнуть, что характер развития предгорных опусканий Алтайской горной области во многом зависел от возраста их погребенного фундамента. Эта закономерность может быть ярко проиллюстрирована на примере краткого анализа геологического строения соседней Бийско-Барнаульской впадины, в погребенном фундаменте которой развиты не герцинские, а более древние структуры.

Бийско-Барнаульская впадина обнимает бассейн верхнего течения р. Оби. По долине Оби она прослеживается от г. Бийска до г. Камня-на-Оби. Указанная территория по всем особенностям может быть названа впадиной. Ее площадь на значительном протяжении оконтуривается складчатыми сооружениями. С севера и востока она обрамляется палеозойскими структурами Колывань-Томской дуги и Салаирского кряжа. С юга впадина оконтурена северным выступом горной системы Алтая. В западном направлении Бийско-Барнаульская впадина сливается с равнинным пространством Кулундинской степи. Они разделены между собой выраженным в рельефе Обь-Иртышским водоразделом, в строении которого принимают участие третичные отложения. Можно предполагать, что в морфологических особенностях этого водораздела проявились некоторые элементы первичной западной границы впадины в виде погребенных положительных структур Каменско-Чарышского вала, впервые установленного Б. Ф. Сперанским и В. В. Вдовиным.

В геологическом строении Бийско-Барнаульской впадины принимают участие третичные и четвертичные отложения. В составе третичных образований могут быть выделены неогеновые и палеогеновые континентальные осадки. Мощность первых не превышает 50, а вторых 150 м. По данным буровых работ, проведенных в районе г. Барнаула, угленосные песчано-глинистые отложения среднего и верхнего олигоцена в центральных участках впадин залегают непосредственно на коре выветривания палеозойского фундамента. Приведенные материалы свидетельствуют о том, что в зону южного регионального предгорного опускания Бийско-Барнаульская впадина была вовлечена только в третичное время и главным образом в эпоху среднего и верхнего олигоцена. В неогеновое время стрела максимального прогиба на юге Западно-Сибирской равнины переместилась к районам Кулундинской степи. На ее территории разрез неогеновых образований в 2 раза превышает мощность одновозрастных осадков Бийско-Барнаульской впадины.

В четвертичное время, в связи с новой активизацией тектонических движений в пределах Горного Алтая, в районах Бийско-Барнаульской впадины вновь возникли более интенсивные явления погружения ее палеозойского основания. В течение антропогена здесь формируется 150—160-метровая толща континентальных осадков, в составе которых присутствуют все три отдела этой системы. В этом ее коренное отличие от всех впадин южной части Западно-Сибирской равнины.

Выше мы указывали на то, что на территории всех подсистем в процессе их исторического развития формируются особые черты современного рельефа, на основании которых они могут быть подразделены на ряд

геоморфологических формаций и подформаций. Справедливость высказанных положений можно подтвердить на примере формационного анализа южной части Западно-Сибирской равнины. По нашему представлению, геоморфологическая формация отражает диалектическое единство геологического субстрата и обусловленное сочетание положительных и отрицательных форм земной поверхности в прямой зависимости от характера проявления эндогенных и экзогенных процессов, порождающих исходные позиции их подвижного равновесия. В отличие от всех существующих приемов геоморфологического картирования рельеф геоморфологической формации отражает качественные изменения физико-географических и тектонических явлений широкого охвата, которые сыграли большую роль не только в истории формирования главных элементов общей морфологии земной поверхности, но и в определении пути народнохозяйственного освоения той или иной территории.

Опыт изучения рельефа южной части Западно-Сибирской равнины с позиций формационного анализа наглядно показал, что на ее территории отчетливо выделяются три основные геоморфологические формации: 1) денудационно-аккумулятивных равнин; 2) аккумулятивных равнин; 3) денудационных равнин. Последовательные этапы развития рельефа первой геоморфологической формации неразрывно связаны с активизацией неоген-четвертичных движений в пределах тектонических структур Кольвань-Томской складчатой зоны, Салаирского кряжа и Алтая. На большей части предгорных равнин палеозойские отложения непосредственно выходят на дневную поверхность или залегают на сравнительно незначительной глубине. Абсолютные отметки на большей части их территории колеблются в пределах 200—300 м. Основу рельефа предгорных равнин составляют широко развитые формы овражно-балочной сети. По сравнению со всеми другими геоморфологическими формациями Западно-Сибирской равнины описываемая область характеризуется максимальными значениями густоты расчленения рельефа, глубины расчленения рельефа и уклонами земной поверхности. На большей части предгорных равнин развит мощный покров субаэральных и субаквальных лёссовидных отложений. Их мощность постепенно уменьшается при движении к поднятым районам площадного развития палеозойских пород.

Вторая геоморфологическая формация южной части Западно-Сибирской равнины охватывает все области развития аллювиальных равнин Кулундинской степи и Барабы. Районы их развития, как правило, характеризуются глубоким погружением палеозойского фундамента, региональным развитием морских фаций мезозоя и кайнозоя и широким распространением верхнечетвертичных аллювиальных отложений довольно значительной мощности. Следует обратить внимание на то, что более обширные области развития аллювиальных равнин закономерно приурочены к районам распространения погребенных долин нижнечетвертичных прарек и к их озеровидным расширениям.

Вследствие своеобразных особенностей рельефа, имеющих большое значение в решении мелиоративных вопросов, геоморфологическая формация аккумулятивных аллювиальных равнин подразделяется нами на три подформации: 1) слабо расчлененных равнин; 2) гривных равнин; 3) аллювиальных равнин с наложенными формами эоловой аккумуляции. Все перечисленные подформации аллювиальных равнин всегда занимают наиболее низкое гипсометрическое положение по отношению ко всем другим геоморфологическим формациям южной части Западно-Сибирской равнины.

Геоморфологическая формация денудационных равнин охватывает значительную часть степных и лесостепных районов Павлодар-Омского Прииртышья. В пределах всей этой весьма обширной территории повсеместно распространены неогеновые образования. Обычно они перекрыты

маломощным горизонтом пролювиально-делювиальных суглинков. Их мощность в среднем колеблется в пределах 1,5—2 м.

Формационный анализ рельефа южной части Западно-Сибирской равнины явился основой ее мелиоративного и природоохранного районирования. В процессе проведения тематических работ было установлено, что контактные зоны геоморфологических формаций и подформаций должны стать первоочередным объектом природоохранной картографии. Этот вывод убедительно вытекает не только из анализа исторического развития природных условий Западной Сибири, но и из практической борьбы с водной и ветровой эрозией почв и с явлениями вторичного засоления почв и грунтовых вод на территории ее сельскохозяйственной зоны. Морфологическая выраженность и общая конфигурация пространственного расположения контактных зон геоморфологических формаций и подформаций могут быть весьма разнообразны в прямой зависимости от истории и предыстории их развития, от характера проявления экзогенных и эндогенных процессов и от направленного сочетания сложных геохимических миграций. Контактные зоны могут быть симметричными по отношению к общей границе, а могут быть и резко односторонними. В одних случаях их граница ярко отражена в общей морфологии рельефа, в других — предельно расширена и завалуирована вследствие проявления делювиальных процессов. Наиболее сложные границы наблюдаются между геоморфологическими формациями и подформациями в области широкого площадного распространения ледниковых и аллювиальных отложений. В районах их развития линейные контактные зоны участками имеют значительные озеровидные расширения и усложненные формы внедрения на соседние территории более стабильных формаций. Все это говорит о том, что перед природоохранной картографией в настоящее время стоит неотложная задача — всесторонне изучить и установить основные закономерности в формировании контактных зон, исходя из анализа исторического развития геоморфологических формаций и подформаций. Результаты этих исследований будут способствовать ускоренному развитию природоохранной картографии и окажут действенную помощь в целенаправленном проведении практической работы по борьбе с водной и ветровой эрозией почв.

Выше мы отмечали, что к числу второй ведущей геоморфологической подсистемы переходной зоны следует отнести также и очень сложные денудационные равнины Северо-Восточного Казахстана. Они занимают значительную территорию в области сопряжения горных сооружений Алтая с Западно-Сибирской равниной и характеризуются весьма большим разнообразием форм современного рельефа, которые возникли вследствие многоэтапности их формирования на протяжении длительной геологической эволюции Казахской складчатой страны. Она не представляет собой остатки бывших гор, а является самостоятельным геоморфологическим образованием, возникшим вследствие селективного выветривания и денудации. Эрозионные процессы освободили Казахскую складчатую страну от более молодого четвертичного покрова и вместе с явлениями селективного выветривания сформировали останцево-сопочный рельеф и денудационные равнины. В рельефе описываемой подсистемы развиты сильно расчлененные остатки древнего пенеплена с групповыми и отдельными монадноками, доэоценовый пенеплен с корой выветривания, мелко-сопочник, морские и континентальные аккумулятивные и аккумулятивно-эрозионные равнины и многие флювиальные формы рельефа.

Завершая общий обзор геоморфологической системы переходной зоны, следует высказать некоторые исходные положения об условиях ее исторического развития. Во-первых, формирование этой зоны проходило непосредственно под влиянием геологической эволюции орогенных сооружений и равнинно-платформенных областей. Во-вторых, на территории

переходной зоны активизировались как интенсивные дизъюнктивные нарушения значительной амплитуды, так и медленные эпейрогенические движения довольно значительного размаха, и их взаимное проявление предопределяло многие особенности в характере развития экзогенных и эндогенных процессов. И в-третьих, наряду с яркой широтной зональностью в пределах переходной зоны в отдельные этапы ее развития одновременно отмечались также и вертикальная зональность, и это немаловажное обстоятельство не могло не сказаться на особой динамике эндогенных и экзогенных процессов.

Геоморфологическая система переходной зоны Сибири во всех отношениях изучена очень слабо, хотя по всем геологическим и палеогеографическим показателям она, несомненно, очень перспективна на многие полезные ископаемые, связанные с палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями. В подавляющем большинстве исходная природа их формирования, сохранения и вторичного обогащения неразрывно связана с историей развития рельефа переходной зоны Сибири. Поэтому в целях скорейшего преодоления большого отставания в ее изучении следует широко использовать новейшие материалы космической информации, так как великое разнообразие взаимосвязанных форм рельефа земной поверхности переходной зоны открывает поистине безграничные горизонты дешифрирования разнообразных снимков в прямой зависимости от решения той или иной задачи. Сложный и разнообразный рельеф переходной зоны — это азбука научного познания и практического использования космической информации.

Великие равнины Северной Азии могут быть разделены на две геоморфологические системы: древних и молодых платформенных равнин. Геоморфологическая система молодых платформенных равнин, к которым мы относим Западно-Сибирскую равнину, по всем показателям весьма существенно отличается от Сибирской платформы, так как история развития ее рельефа была предопределена иными событиями геологической эволюции. Геоморфологические особенности Западно-Сибирской равнины сложились под прямым влиянием двух взаимосвязанных процессов. С одной стороны, они существенно зависели от характера проявления волновых эпейрогенных движений, а с другой, — от длительного унаследованного развития мощной системы древних прарек и современных речных артерий. В связи с этим к числу удивительных особенностей в морфологии рельефа Западно-Сибирской равнины следует отнести площадную соизмеримость древних и молодых флювиальных равнин и древних водоразделов, в геологическом строении которых принимают участие более древние третичные и меловые образования.

С учетом выявленных взаимоотношений в развитии эндогенных и экзогенных процессов можно говорить о том, что в истории развития рельефа геоморфологической системы молодых платформенных равнин основную роль сыграли эпейрогенические движения и флювиальные процессы большого масштаба. Многие работы последнего периода, говорящие о повсеместном развитии на территории Западно-Сибирской равнины очень дробной блоковой тектоники, с которой будто бы связано даже формирование современных географических ландшафтов, не обоснованы достоверными научными данными. На протяжении всего четвертичного периода широтная зональность географических ландшафтов являлась главнейшим источником исторического формирования современных природных условий Западно-Сибирской равнины.

Вопросы синхронизации эндо- и экзогенных процессов всегда были проблемой № 1 в познании рельефа Земли. Их решение во многом зависит от правильного выбора основного объекта постановки тематических работ. В первую очередь надо не только установить главнейший первоисточник той силы, которая приводит к формированию ведущих элементов совре-

менного рельефа, но и определить ее основную морфологическую форму, отражающую тесное взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов в их историческом развитии. Помимо этого выбранная форма рельефа, с одной стороны, должна отражать длительную историю развития выделенных геоморфологических систем, а с другой — их общую взаимосвязь и обусловленность в ходе активной и пассивной деятельности рельефообразующих сил. Без всякого сомнения, подобным условиям могут удовлетворять только магистральные палеореки и приуроченные к ним современные речные системы. Поэтому, по нашему мнению, вся корреляция эндогенных и экзогенных процессов на территории Сибири должна исходить из анализа строения речных террас Иртыша, Оби, Енисея, долины которых прорезают Центрально-Азиатский горный пояс, великие равнины Северной Азии и их переходную зону. Детальные работы по установлению связи между террасами и циклами колебания климата и тектонических режимов позволят выявить очень важные закономерности в определении теоретической концепции, которая объединила бы все эти явления и объяснила бы синхронизацию эндо- и экзогенных процессов с позиции общей причины.

В 30-е годы очень сложные вопросы синхронизации процессов орогенеза, оледенения и эрозии на сибирских и кавказских материалах были рассмотрены в оригинальных работах Р. С. Ильина (1930) и Л. А. Варданянца (1933). По их мнению, эволюция Солнца объясняет все явления общей связи эндо- и экзогенных процессов Земли. Представления упомянутых авторов критически рассмотрел М. А. Усов (1934) и справедливо отметил, что ведущим началом в саморазвитии Земли является борьба противоположностей, присущих данному телу, а не внешняя сила. В наши дни в связи с получением новых, весьма важных материалов о строении Земли поставленный вопрос может быть рассмотрен во всех аспектах.

Палеогеографическая реставрация свидетельствует о том, что на большей части территории Сибири современные долины ее магистральных рек и их значительных притоков закономерно приурочены к системе древних прарек. Прареки отличались большой многоводностью и максимальной активностью в направлении интенсивного размыва нижележащих отложений и формирования предельно широких и глубоких речных долин, выполненных мощной толщей аллювиальных образований. Аналогичные процессы при создании современных магистральных рек Сибири протекали по сравнению с эпохой прарек в более скромных масштабах и в основном «осваивали» отработанные морфологические формы.

В истории зарождения и развития прарек и современных речных систем Сибири сейчас можно выделить несколько главнейших этапов их длительного формирования. На протяжении каждого этапа последовательно аккумулировались русловые и пойменно-старичные отложения магистральных долин и разновозрастные пролювиально-делювиальные образования их склонов и древних водоразделов. Поэтому изучение этапности в развитии магистральных рек принесет большую пользу в решении теоретических вопросов геоморфологии в создании геосторической шкалы четвертичных отложений Сибири, о которой был поставлен вопрос русскими геологами еще в прошлом столетии на VII Международном геологическом конгрессе (Санкт-Петербург).

Высказанные положения привели нас к постановке вопроса о целесообразности выделения магистральных палеорек и современных речных систем Сибири в особый объект коллективных исследований, так как они во всех отношениях весьма уникальны и провести аналогичные работы в других регионах нашей страны невозможно. Постановка этой темы продиктована также и острой необходимостью скорейшего пополнения водных ресурсов современных рек за счет подземных вод, приуроченных к русловым отложениям палеодолин. Объединение усилий многих специалистов в

рассмотрении проблемы синхронизации эндо- и экзогенных процессов на базе глубокого изучения истории формирования магистральных прарек и современных речных систем, несомненно, будет способствовать новым успехам в познании природы рельефа важнейших регионов Сибири.

В заключение мы должны еще раз сказать о том, что геоморфологическая система переходной зоны в пределах нашей страны занимает очень большую территорию, к которой приурочены не только все главнейшие сельскохозяйственные области, но и крупнейшие промышленные центры. Она непрерывно прослеживается от Прибайкалья до районов Ставропольского края. В ее состав входят значительная часть Красноярского края, Кулунда, южная половина Ишимской степи, многие районы Целинного края, южная зона Казахстана, большая территория Средней Азии и все Предкавказье. Мощные горные системы Центрально-Азиатского пояса и Кавказа являются родиной зарождения крупнейших речных артерий, и их водные ресурсы широко используются для орошения весьма значительной территории геоморфологической системы переходной зоны. Она поистине является большим хлебным полем нашей страны. Одновременно с этим ее районы таят в своих недрах разнообразные полезные ископаемые. Характерные особенности рельефа геоморфологической системы переходной зоны позволяют организовать в ее пределах широкую эксплуатацию минерального сырья наиболее экономичным открытым способом. Здесь добывают самый дешевый уголь и самую дешевую железную руду. По плотности населения описываемая геоморфологическая система, без всякого сомнения, занимает в СССР одно из первых мест. Ведущее место она занимает также и по весьма высокой оценке ее почвенно-климатических ресурсов. Все это говорит о том, что вопросам детального изучения рельефа геоморфологической системы переходной зоны следует уделить особое внимание, так как новые геоморфологические данные окажут необходимую помощь в постановке поисковых работ на различные полезные ископаемые, в решении важнейших гидрогеологических вопросов, в рациональной организации сельскохозяйственных работ и во многих других вопросах экономического развития предгорных областей СССР. При этом следует максимально использовать комплексные материалы аэрокосмической съемки, так как они во много раз ускоряют проведение тематических исследований и позволяют в короткий срок внедрить полученные результаты в практику эффективного развития народного хозяйства.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко О. М. Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. Новосибирск: Наука, 1976. 183 с.
- Варданянц Л. А. Причины оледенений и опыт генетической синхронизации процессов орогенции, оледенения и эрозии. — Труды II Междунар. конф. Ассоциации по изуч. четверт. периода Европы. Т. II. 1933, с. 166—172.
- Вдовин В. В. Отражение в рельефе структурных форм зоны сочленения Алтае-Саянской горной области с платформенными равнинами Западной и Восточной Сибири. — В кн.: Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе, 1973, с. 123—124.
- Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. — В кн.: Проблемы физической географии. Т. 12. 1946, с. 21—50.
- Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 100 с.
- Григорьев А. А. Проблема обмена вещества и энергии в литосфере, гидросфере и атмосфере и ее значение в общей теории физической географии. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1952, № 4.
- Золотарев А. Г. Рельеф и новейшая структура Байкало-Патомского нагорья. Новосибирск: Наука, 1974.
- Золотарев А. Г. Переходный рельеф между орогенными и равнинно-платформенными областями. — Геоморфология, 1976, № 2, с. 26—35.

- Зяткова Л. К.* Структурная геоморфология Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. 168 с.
- Ильин Р. С.* Природа Нарымского края. Томск, 1930. 156 с.
- История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.* Юг Дальнего Востока/Худяков Г. И., Денисов Е. П., Короткий А. М., Кулаков А. П. и др. М.: Наука, 1972. 423 с.
- Кашменская О. В.* Поверхности выравнивания горных стран в связи с некоторыми современными проблемами геоморфологии.— В кн.: Поверхности выравнивания гор Сибири. Новосибирск: Наука, 1971, с. 7—26.
- Кашменская О. В.* О геоморфологической системе.— В кн.: Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 7—21.
- Кашменская О. В.* О некоторых проблемах системного подхода в геоморфологии.— В кн.: Методологические проблемы научного познания. Новосибирск: Наука, 1977, с. 197—214.
- Кашменская О. В.* К вопросу о классификации геоморфологической системы.— В кн.: Геоморфологические формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 82—93.
- Коржув С. С.* Морфотектоника и рельеф земной поверхности. М.: Наука, 1974. 258 с.
- Костенко Н. П.* Развитие рельефа горных стран (на примере Средней Азии). М.: Мысль, 1958. 367 с.
- Кривошуккий А. Е.* Жизнь земной поверхности. М.: Мысль, 1971. 407 с.
- Кривошуккий А. Е.* Рельеф и недра Земли. М.: Мысль, 1977. 301 с.
- Николаев В. А.* Геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности. Новосибирск: Наука, 1963. 34 с.
- Николаев В. А.* Тектоника мезокайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины.— В кн.: Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1968, с. 83—108.
- Николаев В. А.* Рельеф и мелиорация южных равнин Сибири и Дальнего Востока. Проблемы прикладной геоморфологии. М.: Наука, 1976, с. 141—163.
- Николаев В. А.* Геоморфологические формации и пути рационального освоения и охраны земельных ресурсов южных равнин Западной Сибири.— В кн.: Геоморфологические формации Сибири. Новосибирск, 1978, с. 8—41.
- Обручев В. А.* Основные черты кинетики и пластики неотектоники.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 14—22.
- Симонов Ю. Г.* Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. 250 с.
- Симонов Ю. Г., Борсук О. А.* Системный подход в геоморфологии и эрозионно-денудационные морфосистемы.— В кн.: Рельеф и ландшафты. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977, с. 66—72.
- Сперанский Б. Ф.* Результаты работы Западно-Сибирского геологического управления по геологической съемке в 1939 г.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. управления, 1939, № 6, с. 34—49.
- Усов М. А.* Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. Томск; ЗСГГТ, 1934а. 87 с.
- Усов М. А.* Элементы геоморфологии и четвертичной геологии. Томск: Изд-во Зап.-Сиб. геол. управления, 1934б. 97 с.
- Флоренсов Н. А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.: Наука, 1960. 258 с.
- Флоренсов Н. А.* О рациональных границах геоморфологического анализа и некоторых временных определениях.— Геоморфология, 1971, № 1, с. 39—46.
- Флоренсов Н. А.* Геоморфологические формации.— В кн.: Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976, с. 389—420.
- Флоренсов Н. А.* Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 238 с.
- Хеоростова З. М.* О системном подходе к изучению геоморфологической формации.— В кн.: Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 21—32.
- Хеоростова З. М.* К определению понятия «геоморфологические формации» (ближайшие задачи их изучения с применением элементов системного подхода).— В кн.: Геоморфологические формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 41—70.
- Худяков Г. И.* Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 255 с.
- Чедия О. К.* Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе: Илим, 1971. 332 с.
- Щукин И. С.* Общая геоморфология. Т. 1. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1960.
- Щукин И. С.* Общая геоморфология. Т. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1964.
- Якименко Э. Л., Порядин В. С.* Методы тренд-анализа рельефа Восточной Якутии.— В кн.: Геоморфологические формации Сибири. Новосибирск, 1978, с. 93—115.
- Яншин А. Л.* Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.

З. М. Хворостова, Л. С. Милева

О СИСТЕМНОМ ПОДХОДЕ К РЕЛЬЕФУ КАК К ЭЛЕМЕНТУ ПРИРОДНО-ТЕРРИТОРИАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА

О ПРЕДМЕТЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В предлагаемой статье в качестве целостных организмов — систем — рассматриваются природно-территориальные комплексы. Правомерность отнесения их к числу сложных динамических систем, изучаемых кибернетикой, обоснована В. С. Преображенским (1972). Системный подход обязывает относиться к природно-территориальному комплексу как к совокупности природных компонентов и явлений, в которой особенности подстилающих пород, рельефа, климата, вод, почв и растительного покрова сливаются в единое гармоническое целое. Решающее значение придается выявлению внутренней организации (структуры) объекта исследования. При этом членение системы, выражение ее в виде множества подсистем должно производиться не произвольно, а с учетом внутренних свойств системы, отражающих ее сущность.

Определение сущностных характеристик связано с выяснением вопроса о цели функционирования системы. Несколько забегаем вперед, примем, что природные комплексы в качестве систем подчиненного ранга входят в крупную охватывающую систему — «планета Земля». Цель этой системы — сохранение своего подвижного равновесия в условиях вращения планетного тела в гравитационном и электромагнитном полях. Главный механизм осуществления равновесия заключается в постоянно протекающем взаимообмене веществом и энергией между компонентами природы, между соседними природно-территориальными комплексами и между географической оболочкой и внешним миром.

Следовательно, основная задача системного подхода при исследовании пространственной дифференциации приповерхностной части Земли (явление природно-территориальных комплексов) заключается в изучении обмена веществом и энергией между комплексом и окружающей средой.

Важность этого вопроса в географии подчеркивается, начиная с 30-х годов. А. А. Григорьев показал, что движущей силой любого географического явления можно считать единство противоположно направленных процессов прихода и расхода вещества и энергии, их ассимиляции и диссимиляции. Он писал: «...в основе взаимосвязи, взаимодействия и взаимообусловленности компонентов географической оболочки земного шара лежит обмен вещества и энергии между ее компонентами, а также между этой оболочкой и «внешним миром» (элементами космоса), прежде всего солнечной радиацией, с одной стороны, и подкорковыми массами — с другой [Григорьев, 1960, с. 290].

При предлагаемой постановке вопроса рельеф выступает в качестве элемента природно-территориального комплекса и, исходя из этого, необходимо изыскать возможность изучать его жизнедеятельность как бы изнутри ландшафта, с целью раскрытия механизма существования всего природно-территориального комплекса. Геоморфологический вклад в такое исследование может выразиться в определении геолого-геоморфологической составляющей функционирования системы. Выявлению структуры системы в значительной степени может помочь исследование структуры геолого-геоморфологического субстрата. Такая работа должна выполняться для раскрытия главных особенностей всей системы.

При выбранном подходе необходимо иметь в виду, что процессы морфогенеза обеспечиваются механическими перемещениями масс (как при

образовании тектонических структур, так и в результате осадочного литогенеза), физико-химическим саморазвитием вещества, вызывающим деформации земной коры, например, за счет изменения объемов, процессами магматизма, вулканизма, почвообразования, жизнедеятельности живых организмов, климатоформирующей деятельности атмосферы и другими подобными проявлениями жизни планеты как системы. Полная оценка непрерывного движения, изменения, переноса и превращения вещества и энергии, по-видимому, уходит в далекие перспективы.

О СПОСОБЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

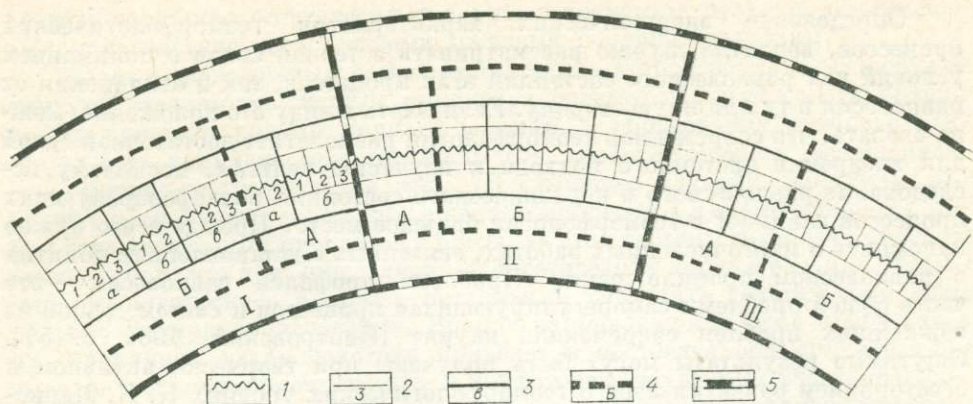
При разработке концепции обмена веществом и энергией особое место должен занять метод балансов, широко используемый в географии [Григорьев, 1960; Григорьев, Будыко, 1956; Арманд, 1947, 1975]. Методика составления геоморфологических балансов пока не разработана, однако существуют предпосылки для успешного развития этого общегеографического подхода при изучении динамических особенностей рельефа; предпринимаются первые шаги в этом направлении, о чем речь пойдет ниже.

Составление балансов при изучении природных явлений Д. Л. Арманд (1975) жестко связывает с определением объема объекта исследования. Несомненно, что потоки вещества и энергии различны в разных объемах изучаемого тела, поэтому важно устанавливать не только боковые пределы балансирования, но также нижний и верхний. Потоки, начинающиеся или кончающиеся за пределами выделенной системы, нужно рассматривать как внешние.

Выделение объемов при исследовании природных комплексов необходимо и по другой причине. Системная ориентация приводит к предположению, что высокая степень организации, обеспечивающая возможность планеты приспособиться к внешним условиям до достижения с ними подвижного равновесия, основана на иерархическом строении системы. Это означает, что каждая система, состоя из элементов, сама является элементом более крупной системы. Между уровнями, расположенными на разных ступенях иерархической лестницы, существуют связи управления. Внутри каждого отдельного уровня его равноправные элементы находятся в координационных отношениях и связях.

Для наглядности приведем рисунок, который, как нам кажется, можно использовать в качестве удачной принципиальной схемы иерархического строения географической оболочки как системы. Эта схема выполнена по аналогии с представлениями Д. Л. Арманда (1975, рис. 2). Показанные на рисунке природные территориальные комплексы разных рангов, вертикальные границы которых определены по принципу относительной однородности, а горизонтальные — по принципу исчезновения влияния того фактора, на основании которого выделяется данный комплекс, соответствуют системам различных иерархических уровней.

Установление горизонтальных границ — чрезвычайно трудное дело. В геоморфологии эти вопросы представляют неподнятую целину. Пожалуй, легче всего намечаются пути к определению объема самого низкого (малого) иерархического уровня. В качестве поискового варианта можно предположить, что верхняя граница этого объема представлена земной поверхностью. (Возможно, придется включать сюда самые приповерхностные части атмосферы.) Нижнюю границу объема можно поместить в пределах перехода элювиальных образований в подстилающие коренные породы. В этом объеме имеют место процессы дезинтеграции коренных пород, приводящие их в подвижное состояние, что способствует транспортировке рыхлого материала различными экзогенными процессами.



Принципиальная схема иерархического строения географической оболочки (изображение внесмасштабное).

1 — дневная поверхность Земли; границы и знаки природно-территориальных комплексов разных иерархических уровней: 2 — первого; 3 — второго; 4 — третьего; 5 — четвертого.

Динамические свойства приповерхностного иерархического уровня определяются физическими и химическими напряжениями, существующими внутри горных пород, участвующих в экзогенном рельефообразовании, а также в экзогенных средах, осуществляющих перенос обломочного материала (например, в водном потоке). Здесь необходимо учитывать также энергетическую составляющую процессов почвообразования и биогенной компоненты.

Определение положения горизонтальных границ вышестоящих уровней природных комплексов потребует специальных исследований. Сейчас выскажем лишь такие предположения: верхние границы этих объемов должны проходить в газовой оболочке Земли, где формируются локальные и глобальные климаты планеты, нижние границы по мере перехода ко все более высоким уровням должны опускаться на все большую глубину от земной поверхности. Это предположение основывается на данных геофизических исследований, свидетельствующих о несомненной сложной связи рельефа с внутренним строением земной коры, с положением границы Мохо и физическим состоянием верхов верхней мантии.

Вертикальные границы природных комплексов как систем различных иерархических уровней поддаются непосредственному наблюдению. Множество их проекций на земную поверхность мозаично разделяет ландшафт на участки, отличающиеся друг от друга своими физико-географическими особенностями. Трудность заключается в том, что необходимо определить ранги этих границ и найти признаки, по которым должны выделяться природные комплексы различных иерархических уровней. Нужны не случайные, а существенные признаки, не производные, а определяющие, от которых зависят набор и степень проявления других признаков, которые будут раскрывать межкомпонентные и межкомплексные связи, а также связи управления между иерархическими уровнями. Такие признаки должны также характеризовать главный механизм, определяющий развитие системы, энергетические основы ее эволюции.

Неоценимую услугу здесь могло бы оказать составление энергетических балансов геоморфологического процесса. Однако при современном состоянии геоморфологии затруднительно составить даже предварительные списки статей прихода и расхода такого баланса, не говоря уже о проведении операций, подобных выяснению ареалов и сроков действующих факторов, количественного измерения каждого фактора и т. п. Однако, как представляется, уже сейчас геоморфология готова к качественному изучению динамики геоморфологических процессов.

Определение энергетических характеристик геоморфологических процессов, вероятно, нужно рассматривать в тесной связи с пониманием условий как равновесного состояния этих процессов, так и отклонения от равновесия в ту или иную сторону. Если иметь в виду это положение, можно сказать, что современная геоморфология располагает достаточной базой для внедрения системного подхода к изучению рельефа, поскольку исследование равновесного и неравновесного состояния рельефообразующих процессов занимает в геоморфологии большое место. Прежде всего нужно напомнить о многочисленных работах, связанных с установлением понятия о равновесном профиле реки, «Проблема профилей равновесия — это часть общей проблемы саморегулирующихся процессов и систем, одной из важнейших проблем современной науки» [Пиотровский, 1964, с. 54]. Ощутимые результаты могут быть получены при творчески активном и всестороннем развитии идеи о геоморфологических уровнях К. К. Маркова (1948), концепции о динамических фазах рельефо- и осадкообразования В. В. Ламакина (1948), включающих фазы врезания, транзита и аккумуляции.

Опыт И. П. Карташова (1972) по применению концепции В. В. Ламакина в изучении геологической и геоморфологической деятельности рек показывает широкие возможности использования балансовых характеристик для изучения динамических особенностей экзогенных процессов. И. П. Карташов рассматривает направленность и интенсивность флювиальных процессов в зависимости от баланса рыхлого материала, участвующего в формировании аллювиальных толщ. Выделение форм рельефа по этому признаку построено на изучении связи между интенсивностью и направленностью формообразующего процесса, с одной стороны, и насыщенностью агента рыхлым материалом — с другой. Эта балансовая характеристика определяет отношение между работоспособностью агента и возможностью среды предоставить в его распоряжение рыхлый материал для переноса, причем первое составляет расходную часть баланса, второе — приходную. Таким образом, флювиальное рельефообразование может происходить при отрицательном, равновесном и положительном балансах рыхлого материала, что соответственно будет характеризовать следующие динамические фазы рельефообразования: фазу врезания, фазу перестилания (транзита) и фазу накопления.

Состояние изученности форм и отложений флювиального происхождения не оставляет сомнения о том, что по характеру рельефа и особенностям отложений, коррелятивных его образованию, геоморфологи могут судить о динамической фазе процесса. Существуют также предпосылки для того, чтобы предполагать возможность довести наши знания о склоновых процессах, формах и отложениях до аналогичного уровня. Имеются уже и первые попытки исследований в этом направлении, например, З. М. Хворостовой (1971, 1976б), Э. Э. Титова (1971).

Авторам представляется, что расчленение рельефа на естественные комплексы с целью изучения жизни ландшафта на современном уровне и должно опираться на показатели, характеризующие энергетическую сторону процессов рельефообразования.

Определенные трудности возникают (как и при определении мощности иерархических уровней по вертикали) при установлении площадной составляющей объемов автономных систем, из которых складываются отдельные иерархические уровни. Прежде всего возникает вопрос: что рационально принимать за автономные элементы начального (приповерхностного) иерархического уровня? Должны ли эти первоначальные системы быть очень малыми и заключать в себе лишь элементарные генетически однородные элементы рельефа, образно выражаясь, — атомы геоморфологического комплекса (их можно грубо сравнить с физико-географическими фациями)? Или начальным объектом системного анализа рациональнее

считать сочетание генетически различных элементов рельефа, объединенных парагенетическими связями (связями происхождения)?

Более перспективным нам представляется второй вариант. В качестве примера автономной системы приповерхностного иерархического уровня можно привести участок горного рельефа, в образовании которого участвует весь комплекс ведущих процессов, соответствующих рассматриваемой физико-географической зоне. (В гумидном климате, например, это будут элювиальные, склоновые и речные процессы.) Динамические состояния всех экзогенных процессов в пределах этой системы настолько связаны между собой, что для определения энергетической характеристики общего геоморфологического процесса нет смысла разделять генетические виды рельефо- и осадкообразования. Знание направленности всех процессов в их совокупном взаимодействии приведет к обстоятельной аргументации выводов о закономерностях лито- и морфогенеза изучаемых участков суши.

Определение совокупностей элементов рельефа, составляющих геолого-геоморфологический субстрат автономных природно-территориальных систем более высоких рангов, потребует специальных исследований. При этом нужно иметь в виду, что автономные системы каждого более высокого ранга должны характеризоваться таким взаимным расположением систем более низкого ранга, которое продиктовано не случайным сонахождением, а динамической необходимостью, вызванной спонтанным развитием соответствующего иерархического уровня.

В качестве поискового варианта можно рассмотреть, начиная со второго (первый назван выше), следующий перечень соподчиненных геоморфологических комплексов, представляющих рельеф природно-территориальных систем соподчиненных иерархических уровней: II — одинаковый набор элементов первого уровня, причем эти элементы должны находиться в сходных взаимоотношениях (составлять однотипную структуру земной поверхности). Примерами могут служить отдельные горные участки, характеризующиеся одинаково направленным и сходным по интенсивности осадко- и рельефообразованием, определяющимся близкими значениями баланса рыхлого материала. Межгорные впадины, однородные на всем протяжении, также могут рассматриваться как автономные системы второго уровня; III — геоморфологические комплексы, объединяющие такие системы второго уровня, которые характеризуются одинаковой направленностью, но различаются интенсивностью процессов рельефо- и осадкообразования. В качестве примеров можно привести хребты, нагорья, межгорные равнины; IV — геоморфологические комплексы, различающиеся уже не только по интенсивности, но и по направленности рельефо- и осадкообразования. Возможно, различие в комбинациях автономных систем этого уровня будет определять основы выделения различных геоморфологических формаций в том объеме, который предложил им предписывать Н. А. Флоренсов (1964, 1971, 1976). В качестве примеров этих геоморфологических категорий Н. А. Флоренсов приводит рифтовую формацию и формацию островных дуг и глубоководных желобов. Понятно, что автономные системы этого уровня будут представлены геоморфологическими комплексами, относящимися к рангу горных стран и крупных равнин.

На этом остановим прослеживание иерархических уровней, заметив, что чем большие уровни охватываются, тем большие объемы и разновидности вещества и энергии должны привлекаться при анализе механизма их организации. Для определения членов балансовых уравнений иерархических уровней более высоких порядков, чем приповерхностный, по-видимому, может послужить развитие идеи О. В. Кашменской (1971, 1975, 1976) о балансах вещества и энергии в земной коре.

Выбор показателей, раскрывающих количество вещества и энергии в системах, в качестве основного критерия вычленения и динамической характеристики природных комплексов, сопряжен с большими трудно-

стями. Составление баланса геоморфологического процесса даже при поверхностного иерархического уровня потребует учитывать взаимодействие факторов, которые в совместном проявлении раньше не учитывались. Стоит, например, начать изучать интенсивность денудации в каждом конкретном случае, как потребуются знать влияние на нее количества атмосферных осадков, испарения, способности подстилающих пород к инфильтрации, типов подземного и приповерхностного стоков, валового увлажнения обломочного чехла, механического состава обломков, степени насыщенности чехла коллоидами, степени устойчивости подстилающих пород при местных температурных и водных режимах, микро- и мезоструктуры геологических тел, степени развития почвенного покрова, биологической составляющей геоморфологического комплекса, местных уклонов рельефа и других элементов природы.

При проведении перечисленных анализов геоморфологи столкнутся не только со знакомыми и удовлетворительно разработанными приемами, но также с исследованиями, которые редко проводились до сих пор и методика которых должна разрабатываться почти с нуля. Речь идет об изучении зависимости формирования рельефа от процессов, совершающихся в почвах, и о биологической составляющей в энергетике рельефообразования. Между тем эти факторы могут играть регулирующую роль в создании динамических свойств геоморфологических комплексов, на что обратил внимание И. П. Герасимов (1970).

Особенно слабо геоморфологи подготовлены к исследованию взаимодействий между неорганическими и биологическими компонентами географической среды. На повестку дня станут вопросы изучения таких превращений и накоплений энергии и вещества, которые связаны с переработкой солнечной энергии в результате фотосинтеза и преобразованиями в почве, происходящими под влиянием микроорганизмов и ферментов (высокомолекулярных белковых катализаторов), способных увеличить скорости реакций в почвообразующих породах в десятки раз. Без привлечения исследований в области биохимии, биологии и почвоведения вряд ли возможно раскрытие динамических свойств природных территориальных комплексов.

Место геоморфологии в разработке рассматриваемой проблемы определяется тем, что ее предмет требует заинтересованности в равной степени как в географических, так и в геологических закономерностях строения участков земной поверхности. При системной ориентации геоморфология, по-видимому, станет связующим звеном между географией и геологией, между геофизикой «от географии» и геофизикой «от геологии». Такая особенность геоморфологии может вывести ее на главную роль в исследовании спонтанных тенденций развития природно-территориальных комплексов.

КАРТИРОВАНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СУБСТРАТА КАК ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ВКЛАД В ИЗУЧЕНИЕ ПРИРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Геоморфологический вклад в изучение природно-территориальных комплексов, рассматриваемых в качестве сложных динамических систем, может прежде всего проявиться в проведении инвентаризации и геолого-геоморфологического субстрата этих комплексов. Эта операция должна базироваться на классификации, выполненной на основании признаков, раскрывающих энергетические характеристики природных систем.

В процедуру инвентаризации должно войти картирование геолого-геоморфологического субстрата природно-территориальных комплексов. Ближайшая актуальная задача состоит в нахождении естественных границ геолого-геоморфологического субстрата различных территориальных

комплексов. Необходимо знать границы элементов в с е х иерархических уровнях. Вопрос о естественных границах в географии обсуждается часто. Существуют ли вообще в природе естественные границы (или это продукт волевого акта — субъективного целенаправленного деления объекта исследования на части?) и, если они существуют, то насколько четко выражаются?

Опыт показывает, что нахождение границ природных комплексов низких таксономических рангов не вызывает затруднений. Однако чем выше иерархический уровень, тем с большими колебаниями и меньшими обоснованиями устанавливаются границы. Авторы согласны с мнением И. И. Мамай, который пишет: «Это объясняется хорошей обозримостью природно-территориальных комплексов (имеются в виду низкие ранги. — З. Х., Л. М.). Из одной точки всегда можно охватить глазом два соседних урочища, оценить их фаціальную структуру и найти границу. Для ландшафтов* и местностей, занимающих большие пространства, это очень трудно сделать даже по материалам крупномасштабной аэрофотосъемки. Хотя найти в поле ландшафтную границу не труднее, чем границу урочища, но осознать, что именно эта граница и есть граница ландшафта, удается далеко не сразу даже опытному исследователю. Для этого нужен достаточно скрупулезный анализ генезиса соседних урочищ, выяснение морфологической структуры соприкасающихся ландшафтов. Такой анализ часто не делается, граница проводится «на глазок», интуитивно, что и является причиной несовпадения границ и необходимости выделения пресловутых переходных полос, величина которых якобы возрастает вместе с рангом природно-территориальных комплексов» [Мамай, 1978, с. 28].

Следовательно, прежде чем провести границу между крупными территориальными комплексами, охватывающими необозримые пространства, необходимо изучить структуру этих комплексов. Под структурой подразумевается совокупность отношений и связей между элементами изучаемого объекта. Говоря о геологических телах, имея в виду их структуру, Ю. А. Косыгин (1974) считает, что «... под отношениями можно понимать пространственное расположение их элементов, а под связями — те силы, которые удерживают элементы в пределах системы и обеспечивают, таким образом, ее существование как органичной целостности» (с. 72).

Авторы склонны аналогично относиться и к структуре природно-территориального комплекса как системы. В таком случае оказывалось, что географ при определении границ комплекса стоял перед непомерно трудной задачей — изучить отношения и связи его элементов, не зная даже сколько таких элементов, какие они и какова их повторяемость в анализируемом территориальном комплексе.

Еще труднее в таких обстоятельствах выяснить иерархическое строение системы. Не видя всей системы в целом «идя снизу», приходится интуитивно угадывать набор главных признаков для выделения систем соподчиненных таксономических рангов. Однако Д. Л. Арманд (1975) настаивает на том, что «методически правильнее, строже начинать районирование сверху... Только, идя сверху, можно построить... стройную соразмерную систему таксономических единиц, основанную на принципе: от ведущих факторов к ведомым, от главных к второстепенным, и установить сопоставимые ранги для удаленных ландшафтов» (с. 168).

В последнее десятилетие положение коренным образом изменилось, когда в руках естествоиспытателя оказались материалы дистанционного изучения Земли. В сущности, природно-территориальные комплексы в сумме составляют лик Земли, который можно наблюдать и фотографиро-

* И. И. Мамай под ландшафтом подразумевает не синоним природного территориального комплекса любого таксономического ранга (как это сделано в предлагаемой статье), а единицу определенного таксономического ранга (в ряду фация — урочище — ландшафт).

вать из космоса. Материалы аэрофотосъемки, фотографии с пилотируемых кораблей и орбитальных станций, а также телевизионные снимки, полученные с метеорологических спутников Земли, являются непосредственным изображением природно-территориальных комплексов разных иерархических уровней. Чем меньше масштаб космической съемки, тем более высокий ранг природных систем отображается на снимках.

Ценным качеством космических снимков является то, что на них генерализация признаков территориальных комплексов при переходе с более крупных масштабов на все более мелкие происходит независимо от воли исследователя. На более мелкомасштабных снимках получается объективное изображение существующих ландшафтов, генерализованных соответственно масштабу снимка. Остается только «разглядеть» законы генерализации, и это значительно проще, а главное, при современном состоянии наук о Земле ценнее, чем выводить их при картировании с переходом на все более мелкие масштабы без подглядывания у природы.

Преимущество ландшафтного метода дешифрирования географы поняли давно. Оно заключается в том, что ландшафтный метод «основывается на изучении целостных относительно замкнутых геосистем (природных территориальных комплексов). Последние непосредственно связаны как между собой, так и с подстилающим их геологическим основанием. Поэтому каждая геосистема в аэросъемочном и в еще большей мере — космическом изображении является прямым признаком дешифрирования в самом глубоком смысле. Подобные признаки дешифрирования выражают высшую меру сопряженности между природными индикаторами * и идентифицируемыми объектами, их информативность соответствует наиболее высокому доверительному интервалу» [Мирошниченко, 1978, с. 211].

Хочется надеяться, что изложенные выше соображения свидетельствуют о том, что современная геоморфология уже готова принять участие в изучении природных комплексов. Первые шаги должны заключаться в картировании геолого-геоморфологического субстрата с соблюдением упомянутых целей. Представляется, что необходимо создать серию разномасштабных карт: геолого-географические системы отдельных иерархических уровней, вероятно, потребуют изображения в необходимом, только им соответствующем масштабе.

Более всего ясны пути картирования геолого-геоморфологического субстрата двух самых низких иерархических уровней. В этом случае может использоваться опыт, приобретенный при составлении геоморфологических карт, выполненных по генетическому принципу (карт генетически однородных поверхностей рельефа). Кроме того, как показано выше, при разработке классификаций рельефа систем первых двух уровней можно опереться на учение о динамических фазах рельефо- и осадкообразования и на представление о балансе рыхлого материала. Дополнительные исследования потребуются главным образом с целью установления морфологических и количественных характеристик рельефо- и осадкообразования, отвечающих той или иной динамической фазе, причем некоторые признаки уже известны и широко используются в геоморфологии, особенно это относится к работам, посвященным флювиальным процессам.

На картах двух самых низких иерархических уровней будет изображено взаимосочетание и взаиморасположение геолого-геоморфологических комплексов, относящихся к единой динамической фазе рельефо- и осадкообразования. Степень выражения интенсивности процессов, соответствующих этой фазе, также будет характеризоваться близкими показателями.

* Термином «природный индикатор» нами обозначается результат реализации процессов, определяющих отношения и взаимообусловленность между свойствами различных элементов природной среды [Мирошниченко, 1978, с. 208].

Динамический подход окажется гораздо более непривычным при картировании вышестоящих иерархических уровней. Логическое понимание сути явления, приводящее к заключению, что облик систем этих уровней зависит от балансовых характеристик вещества и энергии внутрикорового и экзогенного происхождений, не сможет сыграть эффективной роли до тех пор, пока не будут найдены признаки рельефо- и осадкообразования, надежные и доступные непосредственному наблюдению, по которым можно будет судить об этих балансовых характеристиках. Авторам еще не довелось познакомиться с геоморфологическими исследованиями соответствующих масштабов и обобщений, опыт которых мог бы использоваться при выборе существенных признаков рельефа и осадконакопления для выделения участков земной коры с различными балансовыми характеристиками. При обосновании классификации рельефа природных систем высоких уровней многие основополагающие работы предстоит в геоморфологии сделать почти заново.

Геолого-геоморфологический субстрат более высоких уровней будет состоять из субстратов многих систем более низких иерархических уровней. Сначала это будут субстраты, одинаковые по динамической фазе рельефо- и осадкообразования, но различающиеся интенсивностью проявления фаз. Системы следующего уровня уже включают в себя субстраты неодинаковых динамических фаз. Можно предположить, что установлению балансовых характеристик и суждению о процессах, происходящих внутри объемов систем, поможет сопоставление поверхностных процессов и особенностей рельефа с геофизическими полями, с данными геологического строения объемов, занятых системами, а также установление исторических корней систем.

Необходимость многоуровневого картирования геолого-геоморфологического субстрата природных систем, соединенная с требованием выполнения этого картирования по единому принципу выделения объектов на основании динамического и энергетического показателей состояния новейших геолого-географических структур, сыграет определенную дисциплинирующую роль при проведении исследований. Этот же принцип облегчит разработку унифицированных признаков для выделения природно-территориальных комплексов разных иерархических уровней. При обработке фактического материала и анализе топографических карт потребуются широкое внедрение статистических методов исследования. Необходимо творческое содружество естествоиспытателя и математика в преодолении трудности выбора эффективных путей поиска статистических закономерностей, способствующих пониманию организации природы. Впервые возникает возможность сравнения динамических характеристик земной коры новейшего этапа на различных далеко удаленных друг от друга территориях.

Геоморфологический вклад в изучение природных комплексов, основанный на применении системного подхода, выразится не только в использовании вышеописанных возможностей. Жесткая необходимость выявлять роль геологического субстрата в жизнедеятельности рельефа заставит с особой тщательностью подходить к изучению геологического строения и тектонической структуры объемов, составляющих природно-территориальные комплексы. Все подтвержденные уточненные и вновь открытые особенности послужат изучению закономерностей размещения полезных ископаемых. В этом аспекте системные геоморфологические исследования можно рассматривать как дополнение к геологическому и тектоническому анализам.

Изучение рельефа как части природно-территориального комплекса может оказать большую помощь в определении закономерностей размещения гипергенных полезных ископаемых. Это связано с тем, что в предлагаемом аспекте геоморфологического анализа особое значение придается

исследованию экзогенных процессов, являющихся главными факторами разрушения, переноса и отложения коренных пород. Изучение этих факторов раскрывает особенности высвобождения, переноса и сосредоточения полезных компонентов в конкретных месторождениях.

ЛИТЕРАТУРА

- Арманд Д. Л. Основы метода балансов в физической географии.— Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, 1974, № 6, с. 629—646.
- Арманд Д. Л. Наука о ландшафте. М.: Мысль, 1975. 286 с.
- Герасимов И. П. Современные рельефообразующие экзогенные процессы. Уровень научного познания. Новые задачи и методы исследования.— В кн.: Современные экзогенные процессы рельефообразования. М.: Наука, 1970, с. 7—14.
- Григорьев А. А. Современное состояние теории географической зональности.— В кн.: Сов. география. Итоги и задачи. М.: Географгиз, 1960, с. 289—298.
- Григорьев А. А., Будыко М. И. О периодическом законе географической зональности.— Докл. АН СССР, 1956, т. 110, № 1, с. 129—132.
- Карташов И. П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран (на примере Северо-Востока СССР). М.: Наука, 1972. 184 с.
- Кашменская О. В. Поверхности выравнивания горных стран в связи с некоторыми современными проблемами геоморфологии.— В кн.: Поверхности выравнивания гор Сибири. Новосибирск: Наука, 1971, с. 7—27.
- Кашменская О. В. О динамической классификации горной геоморфологической системы.— В кн.: Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975, с. 68—72.
- Кашменская О. В. Поверхности выравнивания как часть горной геоморфологической системы.— В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. II. М.: Наука, 1976, с. 88—96.
- Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 206 с.
- Ламакин В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений.— Землеведение, 1948, т. 2 (42), с. 154—188.
- Мамай И. И. Границы ландшафтов.— Вестн. Моск. ун-та, 1978, № 1, с. 27—34.
- Марков К. Г. Основные проблемы геоморфологии. М., 1948. 332 с.
- Мирошниченко В. П. Природные индикаторы и развитие аэрометодов.— Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, 1978, т. 110, вып. 3, с. 208—213.
- Пиотровский М. В. Проблемы формирования педиментов.— В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1964, с. 50—65.
- Преображенский В. С. Беседы о современной физической географии. М.: Наука, 1972. 166 с.
- Титов Э. Э. Строение и развитие склонов гор Северо-Востока СССР. Автореф. канд. дис. М., 1971. 23 с.
- Флоренсов Н. А. О некоторых общих понятиях в геоморфологии.— Геол. и геофиз., 1964, № 10, с. 78—89.
- Флоренсов Н. А. О геоморфологических формациях.— Геоморфология, 1971, № 2, с. 3—11.
- Флоренсов Н. А. Геоморфологические формации.— В кн.: Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976, с. 399—420.
- Хворостова З. М. Основные аспекты проблемы педимента.— В кн.: Поверхности выравнивания гор Сибири. Новосибирск: Наука, 1971, с. 27—50.
- Хворостова З. М. О системном подходе к изучению геоморфологических формаций.— В кн.: Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1976а, с. 21—32.
- Хворостова З. М. Склоновые процессы и механизм образования поверхностей выравнивания.— В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. II. М.: Наука, 1976б, с. 57—72.

О. В. Кашменская

О ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ФОРМЕ ДВИЖЕНИЯ МАТЕРИИ

Для исследователей, работающих в области геоморфологии, становится все более очевидным, что изолированное изучение отдельных геоморфологических процессов или типов рельефа с искусственным разры-

вом природных взаимосвязей встает на пути дальнейшего углубления познания объектов исследования. Выяснилось, например, что создание теории флювиального цикла невысказимо без совместного изучения процессов, происходящих на склонах и водоразделах; механизм образования поверхностей выравнивания типа педипленов отнюдь не укладывается в прокрустово ложе климатических зависимостей; взаимосвязь положения реликтов поверхностей выравнивания с амплитудой неотектонических движений понимается слишком прямолинейно, и это ставит под сомнение правильность принципов, положенных в основу составления неотектонических карт; на пути решения проблемы «рельеф — коррелятные отложения» стоит необходимость изучения связей процессов морфо-литогенеза в их парагенетическом единстве. Количество подобных примеров легко умножить. Очевидно, что как теорию морфогенеза в целом, так и теорию отдельных его частей можно построить только с учетом всех факторов формирования рельефа в их сложных взаимосвязях с объективной оценкой их роли в создании форм рельефа.

В историческом аспекте для каждого уровня развития общественного мышления свойственна своя сложность рассматриваемых проблем. На современном уровне научного познания мы подошли к возможности изучения законов возникновения, существования и развития сложных динамических систем окружающего нас мира, установления характера структурно-функциональных связей, свойственных им, словом, выявления специфики организованной сложности, присущей объектам исследования такого ранга. Именно такое положение существует в современной геоморфологии: возникает настоятельная необходимость поиска новых подходов к изучению сложного динамического объекта — рельефа. Большого внимания при этом заслуживает привлечение системного метода исследования (системного подхода).

То, что в природе все взаимосвязано и взаимообусловлено, знали еще древние философы. Вместе с тем в этом мире всеобщих взаимосвязей можно выделить определенные части, каждая из которых имеет определенные связи — своеобразные настолько, что этим целостностям хочется дать конкретное название. Для каждой из этих частей характерна специфика компонентов, типа их связей, пространственно-временных отношений, а также развития или формы движения материи. Именно таким путем происходит вычленение отдельных сложных динамических систем из общей, если так можно выразиться, метасистемы — Природы.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ СИСТЕМА

Рельеф как сложная динамическая система выделяется следующим образом. Ядро и все сферы системы «Земля» являются ее подсистемами, как сама она — подсистема Солнечной системы. Таким образом, наряду с другими мы имеем подсистему литосферы, т. е. геологическую, поскольку именно геология занимается выявлением всех взаимосвязей этой системы. Внутри нее имеют место разные явления, каждое из которых обуславливает создание сложных объектов материального мира. Ведущие из них — процессы петроминералогенеза, тектогенеза и морфогенеза. Результатом их деятельности являются петроминералогическая, тектоническая и геоморфологическая системы. Отметим, что если более крупным системам (сферам Земли) соответствуют различные материальные объекты, то системы, выделяемые внутри геологической, имеют один и тот же объект — литосферу. Причина вычленения их заключается в их целостности, обусловленной спецификой связей внешних и внутренних, цель — рассмотрение различных аспектов существования и развития

земной коры. Таким образом, телом геоморфологической системы служит литосфера, где происходят формирующие систему процессы морфогенеза.

Связи геоморфологической системы с другими системами сложны и многоступенчаты. Это прежде всего связи с однопорядковыми системами: тектонической (очень тесная, через характер и движение структур земной коры) и петроминералогической (через литоморфные свойства горных пород); с системами более высокого порядка — соседними оболочками: мантией, гидро- и атмосферой, контролирующими эндогенные и экзогенные процессы; наконец, с системами совсем уже высокого порядка: Солнечной и Космической, поставляющими энергию главным образом для процессов внешнего рельефообразования [Каттерфельд, 1962]. Нельзя не отметить также связь геоморфологической системы с биологической, включающей социально-общественную подсистему. Возникшая на значительно более поздней стадии эволюции планеты, последняя, тем не менее, оказывает заметное влияние на формирование рельефа, локально регулируя процессы денудации.

Рассматривая характер связей между системами, Л. Берталанфи (1956, 1969) приходит к разделению всех систем на открытые и закрытые. Закрытая система обменивается с другими системами только энергией, открытая же — еще и веществом. Излагая взгляды Берталанфи на природу открытых систем, В. Н. Садовский (1970) подчеркивает характерную для них способность к подвижному равновесию, при котором слагающие их основные величины остаются неизменными при непрерывно идущем процессе поступления и выноса вещества. При этом для сохранения подвижного равновесия необходимо существование в системе определенного (равновесного) баланса разнонаправленных процессов. Коренное различие между открытой и закрытой системами заключается в том, что первая может прийти к равновесию лишь при определенных условиях, и равновесие это всегда подвижно, обратимо, закрытая же система неизбежно приходит к равновесию как к конечной стадии своего развития, причем наступает оно при условиях высокого значения энтропии и минимальной свободной энергии.

Приведенные характеристики двух типов систем позволяют относить геоморфологическую систему к открытым системам. Если через верхнюю границу ее обмен с другими системами осуществляется главным образом лишь энергией (солнечные лучи, воздушные и водные течения и т. д.), то на нижней границе системы происходит обмен не только энергией, но и веществом. Примером может служить непрерывный приток в литосферу силикатического вещества, что приводит к разрастанию материков, т. е. непосредственно влияет на часть морфогенеза — эпейрогенез.

Когда мы говорим «сложная динамическая система», то само определение свидетельствует о двух основных характеристиках ее: сложности, т. е. включении множества подсистем различного порядка, находящихся между собой в разных отношениях, и способности системы к динамике, т. е. к развитию. Рассмотрение сложности геоморфологической системы, связанное с классифицированием по разным основаниям, остается за пределами настоящей статьи. Что же касается второй особенности геоморфологической системы — характера ее развития, динамики, то здесь мы сталкиваемся с проблемой изучения глубинных причин и механизма морфогенеза, т. е. с проблемой изучения геоморфологической формы движения материи.

Исследуя историю диалектики и особенно работы Гегеля, В. И. Ленин в «Философских тетрадах» отмечал, что причиной развития материального мира являются внутренние противоречия, заложенные в нем самом, приводящие через столкновение, через отрицание отрицания материи к саморазвитию, самодвижению. Поскольку характер внутренних противо-

речий специфичен для каждой сложной динамической системы, естественно предположить, что каждая из них имеет свою форму движения. С этих позиций можно вслед за Б. М. Кедровым (1959), Г. Л. Поспеловым (1960), Е. В. Шанцером (1964) говорить о планетной форме движения и части ее — геологической форме движения материи. А если быть последовательным, то в геологической форме движения можно в свою очередь выделить петроминералогическую, тектоническую и геоморфологическую формы движения.

Однако вопрос этот является в настоящее время остро дискуссионным. Дело в том, что в природе имеются относительно простые формы движения: механические, физические, химические, которые характеризуются всеобщностью проявления в системах материального мира. Поэтому их называют фундаментальными. Впервые их выделил в 80-х годах прошлого века Ф. Энгельс (1955) в работе «Диалектика природы». Там же он рассмотрел сложные формы движения — биологическую и социальную, характерные для биологической системы и человеческого общества. В их основе также лежат фундаментальные формы движения, но они не сводятся к сумме их, а представляют синтез на более высоком уровне.

Вместе с тем в отношении геологических процессов часть исследователей продолжает считать, что они представляют комбинацию фундаментальных форм движения и имеют лишь большие масштабы в пространстве и времени. На таких позициях стоит, например, Е. К. Федоров (1964).

А. Ховард [Howard, 1965], говоря о пассивности геоморфологической системы, которая изменяется только через изменение окружающей среды, также, по существу, отрицает самостоятельность геоморфологической формы движения, хотя и с других позиций, не признавая за данной системой способности к саморазвитию на основе внутреннего, специфичного лишь для нее противоречия, заложенного в самом процессе рельефообразования.

Б. М. Кедров (1959, 1964) считает, что поскольку мы выделяем как самостоятельное сложное движение биологическое (а с этим, в силу его специфичности, все согласны), мы должны признать право на самостоятельность и для геологического движения. Схема его рассуждения такова: сначала существовала доорганическая система протопланеты с физической, химической и механической формами движения. Затем оформились: неорганическая природа-планета с ее оболочками — с геологической формой движения и органическая природа-жизнь — с биологической формой движения. Обе формы равноправны по своей самостоятельности, обе — сложные и являются высшим синтезом фундаментальных движений с возникновением нового качества. Различие лишь в том, что в случае жизни вещественной основой синтеза служат органические вещества, а в случае геологической формы движения — неорганические.

Нам представляется очень удачной схема структуры формы движения неорганической природы, предложенная Г. Л. Поспеловым (1960). Вводя понятие о планетарной форме движения, он отмечает, что внутренне она «... бесконечно многообразна, как и любая другая из основных форм движения материи. Каждая планета имеет свой, характерный для нее в данный момент и в общем историческом плане комплекс микро- и макродвижений. Вместе с тем планетарная форма движения, взятая в целом, включает все формы движения вообще, характерные для этого вида материи. Они образуют свои генетические ассоциации, в совокупности и составляющие основное содержание планетарной формы движения и представляющие главные, общие ее виды» (с. 9).

Одним из таких макродвижений, по нашему мнению, является геоморфологическая форма движения. Входя в более крупную форму движения — геологическую, она вместе с тем представляет собой вполне определенную генетическую ассоциацию более мелких форм движения,

совокупным результатом которых является бесконечная эволюция форм земной поверхности.

В основе геоморфологической формы движения лежит диалектическое противоречие двух основных составляющих процесса морфогенеза: внутренней, или эндогенной, источник энергии которой связан главным образом с мантией, и внешней, или экзогенной, основным источником энергии которой является Солнце. Если внутренние процессы стремятся создать контрастные формы рельефа, то внешние стараются уничтожить эту контрастность путем выравнивания земной поверхности.

Потоки энергии, поступающие в систему извне, действительно могут быть сведены к фундаментальным формам движения материи. Однако они служат лишь первичным толчком к развитию. Одновременно происходит включение всей сложной сети связей и взаимозависимостей, присутствующих в системе, действие которых осложняется спецификой информационной памяти. В результате процессы развития рельефа, приводящие в конечном итоге к перемещению разных объемов геоморфологических масс в геоморфологическом пространстве, начинают идти по сложным геоморфологическим законам. Естественно, что и эффект рельефообразования далек от того, что можно было бы ожидать, исходя из первичных, не преобразованных потоков энергии, которые поступили в геоморфологическую систему. Это уже геоморфологическое движение, не сводимое к фундаментальным формам. И возникающий при этом характер баланса объемов масс в земной коре, с разнообразием которого (количественным, динамическим, генетическим) связано все разнообразие форм рельефа, — вещественное выражение именно этого специфического движения материи, а не алгебраическая сумма объемов масс, перемещаемых непреобразованной энергией, поступающей в систему извне.

Итак, энергия развития геоморфологической системы есть не что иное как поступающая в систему внутривоздушная и солнечная энергия, преобразованная с помощью системных связей. Рассмотрим, как же действует этот механизм преобразования основных форм движения материи в форму движения геоморфологическую.

РОЛЬ СИСТЕМНЫХ СВЯЗЕЙ В ФОРМИРОВАНИИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ФОРМЫ ДВИЖЕНИЯ

Понятие «связь» пока еще не достаточно хорошо разработано. Связь, структура, отношения — эти понятия употребляются разными авторами в различных значениях, что, естественно, затрудняет сопоставление их взглядов. Много и плодотворно занимающиеся системными исследованиями Э. Г. Юдин, Н. В. Блауберг и В. Н. Садовский предложили следующую классификацию связей (1970): связи **строения**, которые часто называют структурными (например, химические связи, анатомические; в геоморфологии к ним, по-видимому, относятся различные соотношения и сочетания поверхностей, образующие формы рельефа); связи **порождения**, или генетические связи, когда один объект вызывает к жизни другой (ледник — морены, река — террасы и т. д.); связи **функциональные**, обеспечивающие реальную жизнедеятельность системы. Одной из разновидностей функциональных связей являются связи **управления** — т. е. регуляции и саморегуляции.

Взаимодействие всех действующих в системе связей (внешних и внутренних) обеспечивает общее развитие системы. Как уже упоминалось, для системы такого класса, как геоморфологическая, характерно целенаправленное развитие, т. е. поведение, подчиненное достижению определенной цели. Для понимания такого поведения систем необходимо выявить характер связей управления, которые являются наиболее существенными

для системы, специфичными для нее, обеспечивают ее устойчивость или направленное развитие. Очень хорошо определена ведущая роль системообразующих связей И. В. Блаубергом, В. Н. Садовским, Э. Г. Юдиным (1970, с. 46): «... связи управления можно охарактеризовать как связи, которые строятся на основе определенной программы и представляют собой способ ее реализации. Это означает, что над функционирующей или развивающейся системой всегда есть нечто, заключающее в себе общую схему соответствующего процесса... Это „нечто“ и есть в собственном смысле система управления, а связи управления — это те средства, при помощи которых она реализует схему».

Это означает, что все элементы системы на всех перархических уровнях детерминированы (управляемы) так, чтобы давать определенный результат, нужный всей системе в целом. Однако достигаться этот результат может разными путями, поскольку все связи, в том числе связи регуляции и саморегуляции, имеют не жесткий, а вероятностный характер. Диалектическая противоречивость в развитии сложных динамических систем состоит в том, что, хотя все элементы системы обладают какими-то степенями свободы, надежность работы ее (т. е. достижение определенного запрограммированного результата) достигается за счет статистических закономерностей развития, свойственных системам этого класса.

Для целенаправленной в своем развитии геоморфологической системы то самое «нечто», запрограммированное стремление к определенной цели, заключается в стремлении к равновесию. На худой конец, к неустойчивому равновесию контрастного рельефа (с большими объемами поступающих и выносимых масс), в лучшем случае — к устойчивому равновесию выровненного рельефа (с малыми объемами обменных масс) [Кашменская, 1975, 1977]. Не касаясь причин такой запрограммированности, которая связана с закономерностями развития планеты Земля как системы гораздо более высокого порядка, посмотрим, как осуществляется эта программа (стремление к равновесию) в геоморфологической системе. Это происходит, по-видимому, через работу подсистем «склон — базисная поверхность». Связи самоуправления (саморегуляции), действуя через изменение динамического состояния подсистем и баланса рыхлого материала, направляют развитие подсистем в нужном для всей системы плане. При этом каждая из подсистем имеет различные степени свободы, связанные с изменениями таких переменных, как литология, блоковые дифференцированные подвижки, микроклимат и т. д. В целом же достигается равновесие при малом объеме обменных масс, овеществляемое в рельефе в виде регионально развитой поверхности выравнивания — пенеплена.

Большую роль в управлении системами играют обратные связи, т. е. такие связи, когда следствие какого-либо явления становится причиной дальнейшего изменения этого явления [Арманд, 1963, 1966]. Системы с обратной связью проявляют большую или меньшую независимость от внешней среды, начинают изменяться по собственной программе; наряду с регулированием возникает саморегулирование. Известны два типа обратных связей: положительный и отрицательный.

Положительная обратная связь влияет на систему в том же направлении, в котором меняется сама система. Усиление процесса извне складывается с самоусилением, и процесс лавинообразно возрастает. Роль отрицательной обратной связи противоположна: она противоречит всякому отклонению системы, возникающему от воздействия внешней среды.

Примером положительной обратной связи может служить развитие нивального кара, который развивается по схеме самоускорения: накопление снега в природной нише сопровождается процессами нивации; последние способствуют расширению ниши; снежный забой увеличивается в размерах; нивация возрастает по площади; ниша — кар — растет быстрее и т. д. [Арманд, 1963].

Другой пример: допустим, какая-то часть горной системы вследствие уменьшения тектонического напряжения замедлилась в поднятии. Как в подсистеме относительного опускания в ней начинают накапливаться рыхлые отложения. Увеличение нагрузки увеличивает отставание в поднятии. Теоретически такая подсистема может перейти из состояния относительного опускания в состояние абсолютного. (Аналогичная положительная обратная связь действует в период геосинклинального накопления).

При положительных обратных связях может случиться так, что первичная причина уменьшит свое влияние или даже прекратит действие, а процесс будет развиваться в заданном направлении за счет возникшего самоуправления, т. е. действия обратных связей. Так, количество осадков может уменьшиться, а кар до определенного времени будет продолжать расти. Это чрезвычайно важное свойство помогает понять многие неясные явления в развитии геоморфологической системы.

Отрицательная обратная связь характеризуется действием, направленным противоположно внешнему импульсу. Она препятствует возникшему движению. Системы с отрицательной обратной связью развиваются по нисходящей кривой, движение замедляется. Если система находится в равновесном состоянии, то каждый внешний толчок, выводящий ее из равновесия, встречает противодействие, и равновесие восстанавливается. Системы с отрицательной обратной связью характеризуются устойчивостью. Так, при уменьшении тектонической составляющей начинается гороразрушение и выравнивание рельефа. Но оно прекращается в связи с предельным для данных условий выколаживанием. Выколаживание склонов как следствие выравнивания превращается в причину, противодействующую дальнейшему выравниванию. Налицо обратная отрицательная связь.

При преобладании тектонических сил над денудационными происходит рост гор, но вместе с превышением растет и интенсивность денудации. В какой-то момент последняя уравнивает эндогенный прирост масс земной коры, и рост гор прекращается. По-видимому, этим явлением объясняется в какой-то степени возникновение вершинного уровня гор, выделенного К. К. Марковым (1948).

Все сложные взаимоотношения в саморегулирующейся системе «склон — днище долины» строятся по принципу обратных отрицательных связей. Эта система очень устойчивая. В ней всегда наблюдается стремление уравновесить выносную способность потока количеством привносимого рыхлого материала за счет изменения формы и площади склонов, выступающего как фактор отрицательной обратной связи [Кашменская, 1975].

При педипланиации растет поверхность педиплена. Отодвигание при этом склона от фактора переноса продуктов его разрушения также может привести к затуханию процесса. Налицо снова отрицательная обратная связь: отступление склонов ведет к росту поверхности педиплена, рост же площади педиплена приводит к уменьшению темпа отступления склонов, т. е. к затуханию процесса педипланиации.

Понятие «управление» в кибернетике тесно связано с понятиями «информация», «информационные процессы». На этом необходимо остановиться подробнее. Хорошо известно, что все многочисленные связи между компонентами системы и системы с внешней средой выражаются в обмене веществом и энергией. Большую роль в развитии этих взглядов сыграли работы Д. Л. Арманда (1947) и А. А. Григорьева (1956). Однако этого оказалось недостаточно для познания сложных объектов природы.

Кроме количества вещества и энергии, большую роль играет характер их подачи [Преображенский, 1972]. Например, форма подачи может носить сигнальный характер, чрезвычайно распространенный в сложных

динамических системах. Сначала это было установлено для биотических систем, а потом и для систем неживой природы. Так возникло представление, что в сложных динамических системах, кроме потоков вещества и энергии, существуют еще и потоки информации. Речь идет о том аспекте информации, которая получила название «относительной» и с которой имеет дело теория информации [Философский словарь, 1972; Гришкин, 1973]. Сущность ее такая: если в предмете происходят изменения, связанные с воздействием другого предмета, то первый предмет (тот, который изменяется) становится носителем информации о втором. Эти информационные связи, по сути дела, не что иное, как связи управления, т. е. ведущие связи сложных систем: целенаправленных, регулируемых и саморегулируемых.

А. Д. Арманд (1971) в одной из своих работ пишет: «Сложная динамическая система, т. е. такая, которая способна изменять свои состояния, может рассматриваться как система информационная... Информационные сигналы в ней реализуются через перемещение вещества и энергии. Любое изменение состояния системы наступает в результате получения и переработки информации. Мы имеем, таким образом, непрерывный поток информации».

Понятие информации не сводится к понятиям вещества и энергии: одно и то же количество солнечной энергии, например, может дать разный эффект; в одной подсистеме вызовет засуху, в другой — лишь испарение избытков влаги. Различные изменения в развитии компонентов связаны с так называемой памятью системы, т. е. с ее состоянием, обусловленным предшествующей информацией, как бы законсервированной в системе («память»). Разный будет эффект и при разной форме подачи одного и того же объема энергии: например, ливень и длительный моросящий дождь оказывают разное воздействие, хотя объем энергии воды может быть одинаков.

В связи с тем, что передача информации сопряжена с перемещениями вещества и энергии, поток информации выражен нечетко. Более отчетливо выступает он, когда, благодаря заложенной в системе информационной «памяти», внешний импульс освобождает скрытую энергию системы. Например, увеличение энергии речного потока приводит к врезанию реки. Это усиливает гравитационные процессы на склонах. При этом возрастание количества энергии системы гораздо больше, чем то количество, которое поступило в виде начального импульса [Арманд, 1966]. Другой пример: сравнительно небольшое поднятие горного хребта может вызвать бурные денудационные процессы альтипланадии и карообразования, если это поднятие выведет подсистему за уровень снеговой границы. Вот это несоответствие между малой энергией «сигнала» и большой энергией, освобожденной этим сигналом, — отличительное свойство всех информационных систем. Без учета этого явления, связанного с потоком информации, мы не сможем полностью понять поведение такой системы, как геоморфологическая и другие этого класса сложности.

Очень хорошо сформулировал это положение А. Рапопорт (1969, с. 70): «...данное входное действие и данное внутреннее состояние системы вместе определяют некоторое выходное действие и определенный переход из одного состояния в другое. Внутреннее состояние выражается в наличии у системы памяти или записи прежних входных действий. Отсюда вытекает, что выходное действие такой системы нельзя предвидеть на основе только знания ее актуального входного состояния. Указание выходного состояния требует в этом случае также достаточного знания ее памяти, или истории прежних входных действий». Это высказывание раскрывает все значение учета потока информации для прогноза развития системы.

Такой подход сочетает в себе очень плодотворно макроисследования

(когда система исследуется в целом по принципу «черного ящика»: сигналы из внешней среды — «вход», реакция системы в целом — «выход») и микроисследования, исходящие из знания свойств компонентов системы и стремящиеся вывести свойства всей системы из свойств ее компонентов, включая «память».

В общем, процессы взаимодействия природных объектов между собой и с окружающей средой путем перемещения вещества и энергии одновременно являются процессами передачи и переработки информации.

Накопленный в процессе изучения природных систем материал доказывает, что связи в сложных системах носят не категоричный, а вероятностный характер. Они позволяют прогнозировать развитие системы (т. е. предполагать следствие из данной причины) не однозначно, а лишь с определенной вероятностью. Природные системы подчиняются не динамическим, а статистическим закономерностям. Связано это опять-таки с огромным количеством взаимосвязей, как внутренних, так и внешних, которые, меняясь во времени и пространстве, создают множество вариантов развития. Далеко не все они могут быть реализованы. Так, например, при разрушении золоторудных тел россыпь может не образоваться, если не будут выдержаны условия, необходимые для концентрации металла в россыпи: характер выветривания, динамическая фаза склоновых и флювиальных процессов и другие. В общем, динамическая закономерность — это частный случай статистической с вероятностью осуществления заложенных в системе возможностей, близкой к единице.

Таким образом, мы видим, что характер и количество исходной энергии, поступающей в геоморфологическую систему извне, отнюдь не является решающим в развитии системы. В зависимости от того, как она будет преобразована системными связями, процесс морфогенеза пойдет по-разному. Одно и то же количество исходной энергии при определенных условиях может привести к расчленению земной коры, при других — к выполаживанию рельефа, наконец, при каких-то взаимоотношениях компонентов системы может способствовать развитию рельефа в условиях подвижного равновесия. Нам кажется, что именно это обстоятельство доказывает самостоятельность геоморфологической формы движения материи.

Различные способы реализации исходной энергии заложены в самом вероятностном характере возникающих взаимосвязей и взаимозависимостей. Включение механизма обратных связей может усилить процесс непропорционально полученной энергии (положительная обратная связь), а может способствовать его затуханию (отрицательная обратная связь). Большое значение имеет, как мы видели, форма подачи исходной энергии, так как на разную форму подачи организм системы реагирует по-разному. Огромную роль в преобразовании солнечной и внутриземной энергии, играет также результат палеофункциональных связей — характер предшествующих состояний системы или информационная память: одинаковые количественно и качественно потоки внешней энергии при различной информационной памяти приводят к совершенно различному характеру движения материи. Наконец, и это самое главное, в системе путем использования связей саморегуляции осуществляется определенная программа развития. При этом процессы саморегуляции не требуют дополнительной внешней энергии, а находят энергию внутри самой системы.

БАЛАНС МАСС КАК ВЫРАЖЕНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ФОРМЫ ДВИЖЕНИЯ МАТЕРИИ

Следствием геоморфологической формы движения материи является перемещение определенных объемов масс вещества в геоморфологическом пространстве. В этом и есть сущность процесса морфогенеза. В каждый

данный момент, в каждый данный участок геоморфологической системы в результате сложного движения материи какое-то количество вещества поступает, какое-то уходит. Результатом перемещения этих масс, т. е. характером суммарного во времени баланса масс в земной коре, объясняется все бесчисленное гипсометрическое разнообразие рельефа Земли от высочайших вершин до глубоких впадин [Кашменская, 1975]. Кроме того, характер конкретного во времени и в пространстве баланса масс свидетельствует о динамическом состоянии земной поверхности: происходит ли ее поднятие (положительный баланс масс), опускание (отрицательный баланс) или поверхность сохраняет стабильное положение (равновесный баланс масс).

Определение для каждого участка земной поверхности баланса коровых масс является чрезвычайно важным для хозяйственной деятельности человека. Ведь, как известно, представление о динамическом режиме конкретного участка земной поверхности лежит в основе прогнозных оценок о пригодности той или иной территории для возведения различных жилых и технических строительных сооружений.

Следует отметить, что в понятие «масса» мы не вкладываем строгий физический смысл, а понимаем лишь то или иное количество вещества земной коры, перемещающееся под воздействием различных сил внутриземных и солнечных, во всей сложности их взаимодействия, обусловленного спецификой развития геоморфологической системы. Таким образом, говоря о балансе масс в земной коре, мы имеем в виду результат перемещения этих масс в геоморфологическом пространстве, приводящего к изменению объема этого пространства и, следовательно, к изменению рельефа как верхней (земной поверхности), так и нижней (поверхности Мохоровичича) границы геоморфологической системы.

Поступающие в геоморфологическую систему энергетические потоки солнечного или внутрипланетного происхождения, не связанные непосредственно с притоком или оттоком масс, трансформируются в энергию агентов геоморфологического движения материи (через энергию агентов переноса вещества, например). При этом количество (объем) перемещаемых масс находится в прямой зависимости от количества поступающей энергии. Поэтому, говоря о балансе масс, мы имеем в виду также и баланс энергии, овеществленной в перемещающихся массах. Известны явления, при которых изменение объема земной коры возникает не вследствие увеличения или уменьшения количества перемещенного вещества, а в результате внедрения, например, тепловых потоков, приводящих к расширению отдельных частей системы. Возникающий в таких случаях рельеф можно было бы, казалось, рассматривать как следствие лишь энергетического баланса. Однако это было бы неверно с позиций идеи геоморфологической формы движения материи, которая предполагает использование в специфически преобразованном виде любых потоков энергии, поступающих извне в систему вместе с веществом или без него. С позиций, излагаемых в настоящей статье, баланс масс в земной коре (т. е. в геоморфологической системе), возникающий в результате перемещения вещества, есть функция не отдельно взятых энергетических усилий (магматических, тектонических, солнечного излучения) и не алгебраической суммы их, а качественно нового вида развития материи, присущего только геоморфологической системе.

Отдавая себе отчет в сложности трансформации различных видов энергии в геоморфологическую, мы все же условно будем пока делить перемещаемые массы на тектонические и денудационные по ведущей в их перемещении роли исходной энергии. К тектоническим массам мы будем относить те, в перемещении которых большую роль играет внутриземная энергия. Перемещение их может происходить как в вертикальном направлении с привносом или оттоком вещества через нижнюю границу системы,

так и в горизонтальном — пликвативные перемещения вещества внутри системы. Словом, это, так сказать, перемещения масс в коренных породах или осадочных консолидированных толщах (по сути, взятые отдельно, без внутрисистемных взаимодействий, эти перемещения являются функцией тектонической формы движения материи).

К денудационным массам мы будем условно относить все те рыхлые отложения, которые перемещаются при помощи агентов денудационного переноса (реками, ледниками и т. д.). Это как раз те массы, благодаря перемещению которых осуществляется регуляция и саморегуляция системы.

Необходимость разделения перемещающихся масс на тектонические и денудационные связана с тем, что нас интересует не только итог геоморфологического движения, выраженный в балансе коровых масс, но и сам процесс формирования рельефа. Исследование его связано с более детальным изучением характера геоморфологического движения материи. Очевидно, что он меняется во времени и пространстве в зависимости от изменения исходных составляющих энергии системы. В периоды тектонической активизации, при перемещении больших объемов тектонических масс, геоморфологическое движение становится более «тектоничным», в другие периоды — более «денудационным». Эти изменения во времени характера геоморфологического движения и определяют динамику развития рельефа и его динамическое состояние в каждый данный момент, в частности, динамическое состояние современного рельефа, а следовательно, и поведение его поверхности (верхней границы геоморфологической системы): поднятие, опускание или стабильное состояние, т. е. качество состояния земной поверхности, столь важное для практической деятельности человека. Таким образом, исследование характера геоморфологического движения и изменения его во времени и пространстве интересно и с теоретической (динамика формирования рельефа) и с практической (динамика земной поверхности) стороны.

Для исследования геоморфологического движения материи мы предлагаем использовать анализ перемещения масс в земной коре. Однако при этом мы сразу же сталкиваемся с присущей любому геоморфологическому исследованию трудностью, а именно с невозможностью непосредственной оценки той части масс, которая перемещается тектоническими силами, т. е. с тектонической составляющей баланса масс в земной коре.

Выходом из этого положения может служить выявление функциональных связей между тем, что мы можем определить, и тем, что недоступно непосредственному определению — между следствием, которое мы имеем на выходе, и причинами, в какой-то степени скрытыми от нас. Геоморфологическая система выступает, таким образом, в виде «черного ящика», на выходе у которого формы рельефа, внутри же — процессы морфогенеза, перемещение масс.

Как уже упоминалось, перемещение объемов тектонических и денудационных масс (баланс масс в земной коре) определяет динамику развития земной коры, в том числе и поведение земной поверхности: восходящее (плюс-масса), нисходящее (минус-масса) или равновесное. В функциональной связи с характером поведения земной поверхности находится крутизна профилей транспортировки рыхлого материала. Крутизна профиля в свою очередь непосредственно связана с характером перемещения рыхлого материала: при прочих равных условиях различная крутизна профилей обеспечивает различный баланс рыхлого материала, т. е. соотношение поступления рыхлого материала к агенту переноса с выносом рыхлого материала [Карташов, 1957; Хворостова, 1971]. Последнее определяет динамический режим подсистем типа «склон — базисная поверхность», разделяя их на подсистемы инстративные (вынос больше поступления), перстративные (поступление равно выносу) и констративные (поступление больше выноса). Как известно, вводя эти термины, В. В. Ламакин (1950)

имел в виду флювиальную систему. Мы рассматриваем эти термины шире: независимо от того, что будет являться агентом переноса рыхлых отложений — речной поток, движущийся лед, сила альтипланаии, солифлюкции, гравитационного перемещения — мы говорим о динамических режимах в подсистемах «склон — поверхность», режиме врезания, перестилания или отложения рыхлых осадков.

Итак, мы видим, что через всю эту сложную систему зависимостей баланс рыхлого материала связан с балансом коровых масс, и для изучения последнего, т. е. для определения удельного веса тектонических и денудационных сил в общем процессе морфогенеза, следует начинать с изучения баланса рыхлого материала.

Другими словами, эту зависимость можно выразить так: характер баланса рыхлого материала — следствие работы аппарата саморегуляции. По направлению этой работы можно определить, на что она направлена: на ликвидацию в коровом балансе избытка денудационных масс или избытка масс тектонических.

Необходимо, однако, учитывать, что указанные балансы масс находятся между собой не в простой функциональной связи, а, как это обычно бывает в природе, в функциональной связи, осложненной информационной памятью. Мы уже упоминали, что не только входное действие, но и внутреннее состояние системы (наличие памяти о прежних воздействиях) определяет характер ее эволюции. Входное действие в нашем случае — это перемещение определенных объемов масс в земной коре, информационная память — следствие процесса исторической эволюции рельефа, выходное же состояние системы — это поддающиеся непосредственному изучению современный рельеф и мощности рыхлых отложений как функция баланса рыхлого материала.

Исследование взаимоотношений характера горного рельефа, баланса рыхлого материала и баланса масс в земной коре [Кашменская, 1978] с целью определения сущности геоморфологического движения материи показало следующее.

Инстративный режим подсистем с отрицательным балансом рыхлого материала наиболее типичен для энергично растущих гор (т. е. для участков с положительным балансом коровых масс), но в отдельных подсистемах может наблюдаться при равновесном развитии и даже при начальных стадиях уменьшения контрастности рельефа. Перстративный режим подсистем с равновесным балансом рыхлого материала наиболее типичен для пенецпена и равновесных гор (т. е. участков с равновесным балансом масс в земной коре), но может иногда иметь место и при снижении гор и заполнении впадин. И лишь констративный режим подсистем с положительным балансом рыхлого материала может, по-видимому, служить сравнительно надежным показателем активно разрушающейся горной страны (т. е. района отрицательного баланса коровых масс), хотя не исключена возможность кратковременного возникновения его в отдельных подсистемах и на другой стадии эволюции рельефа.

Из сказанного очевидно, что могут быть такие ситуации, когда по характеру рельефа и балансу рыхлого материала отдельной подсистемы мы не сможем судить о балансе масс в земной коре.

Для того чтобы расшифровать механизм перемещения денудационных масс какой-то системы (допустим, горной), необходимо проанализировать и алгебраически суммировать характер перемещения рыхлого материала во всех подсистемах, входящих в нее. Алгебраическая сумма баланса рыхлого материала и есть денудационная составляющая баланса коровых масс. Поэтому в тех случаях, когда мы сталкиваемся с неопределенной зависимостью между балансом масс рыхлого материала и балансом масс в земной коре, большое значение приобретает исследование как можно большего количества подсистем «склон — поверхность» с выявлением ко-

личественного соотношения подсистем инстративного, перстративного и констративного режимов. Так, например, для энергично растущей горной страны с резко положительным балансом коровых масс характерно подавляющее преобладание инстративных подсистем с отрицательным балансом рыхлого материала. Для энергично разрушающейся горной страны с резко отрицательным балансом масс в земной коре, напротив, свойственно отчетливое преобладание констративных подсистем с положительным балансом рыхлого материала. На территории пенеплена или равновесных гор наибольшее распространение имеют перстративные подсистемы с равновесным балансом рыхлого материала. Значительное разнообразие в характере подсистем свидетельствует, по-видимому, о нечетко выраженном или неустойчивом динамическом состоянии земной коры: начале поднятия, начале опускания, неустойчивом равновесии, т. е. как раз о таких периодах в эволюции геоморфологической системы, когда большое значение приобретают процессы саморегуляции и информационная память о предшествующих состояниях системы.

Установив указанным выше способом характер баланса коровых масс для исследуемой части геоморфологической системы, мы тем самым расшифровываем свойственный ей характер геоморфологического движения материи. Так, положительный баланс коровых масс имеет место в двух случаях: когда приток тектонических масс больше, чем отток денудационных ($+T > -D$), и когда отток тектонических масс меньше, чем поступление денудационных ($-T < +D$). Оба сопровождаются повышением земной поверхности. Первый свойствен растущим горам и свидетельствует о преобладании внутриземной составляющей в энергии геоморфологического движения, второй — заполняющимся впадинам и указывает на преобладание денудационной составляющей.

Отрицательный баланс коровых масс характерен для снижающихся гор ($+T < -D$) и растущих впадин ($-T > +D$). В обоих случаях происходит понижение дневной поверхности, но в первом — геоморфологическое движение, если можно так выразиться, более «денудационно», а во втором — более «тектонично».

Наконец, равновесный баланс коровых масс свидетельствует о таком характере геоморфологического движения, когда основные составляющие энергии примерно равны, что наблюдается в подсистемах равновесных гор и поверхностей выравнивания ($+T = -D$) и равновесных впадин ($-T = +D$). При этом объемы обменных масс могут быть очень разными: от больших в подсистемах гор и впадин до малых в подсистемах поверхностей выравнивания.

Выводы

Рельеф представляет открытую сложную динамическую систему с присущей таким системам самостоятельностью формы движения материи. Последняя обеспечивается преобразованием поступающей в систему внутриземной и солнечной энергии в геоморфологическую. Происходит это с помощью сложных функциональных внутрисистемных связей (главным образом связей управления), запрограммированных на приведение системы в состояние устойчивого равновесия. При этом одно и то же количество энергии, поступающее в систему, может дать различный эффект рельефообразования — все зависит от характера системных связей и информационной памяти системы.

Вещественным выражением геоморфологического движения материи служит перемещение масс в земной коре, т. е. в геоморфологическом пространстве, ограниченном с одной стороны рельефом земной поверхности, с другой — рельефом поверхности Мохоровичича.

Результатом перемещения геоморфологических масс является баланс масс в земной коре, характеризующий каждую часть геоморфологической системы в пространстве и времени. Исследовать его можно по рельефу земной поверхности, балансу рыхлого материала с неизменным учетом информационной памяти системы. Балансовые характеристики перемещающихся масс определяют все гипсометрическое и динамическое разнообразие рельефа. Поскольку характер геоморфологического движения (а следовательно, и баланс масс в земной коре) непрерывно меняется, все бесчисленные подсистемы разных порядков, как и вся геоморфологическая система в целом, непрерывно изменяются во времени и пространстве.

ЛИТЕРАТУРА

- Ленин В. И. Философские тетради. Соч., т. 38.
- Энгельс Ф. Диалектика природы. М.: Госполитиздат, 1955. 358 с.
- Арманд А. Д. Обратная связь и саморазвитие рельефа.— Вопросы географии. М.: Географгиз, 1963, № 63, с. 49—63.
- Арманд А. Д. Природные комплексы как саморегулирующиеся информационные системы.— Изв. АН СССР. Серия геогр., 1966, № 2, с. 85—94.
- Арманд А. Д. Модели и информация в физической географии. М.: Знание, 1971. 125 с.
- Арманд Д. Л. Основы методов балансов в физической географии.— Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, 1947, № 6.
- Берталанфи Л. Общая теория систем — обзор проблем и результатов.— В кн.: Системные исследования. М.: Наука, 1969, с. 30—54.
- Блауберг И. В., Садовский В. Н., Юдин Э. Г. Системный подход в современной науке.— В кн.: Проблемы методологии системного исследования. М.: Мысль, 1970, с. 7—48.
- Григорьев А. А. О взаимосвязи и взаимообусловленности компонентов географической среды и о роли в них обмена веществ и энергии.— Изв. АН СССР. Серия геогр., 1956, № 4.
- Гришкин И. И. Понятие информации. М.: Наука, 1973. 231 с.
- Карташов И. П. Флювиальные рельефообразующие процессы. Магадан, 1957. 22 с.
- Каттерфельд Г. Н. Лик Земли и его происхождение. М., 1962. 152 с.
- Кашименская О. В. О некоторых проблемах системного подхода в геоморфологии.— В кн.: Методологические проблемы научного познания. Новосибирск: Наука, 1977, с. 197—214.
- Кашименская О. В. О динамической классификации горной геоморфологической системы.— В кн.: Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975, с. 68—72.
- Кашименская О. В. О балансах масс в земной коре.— В кн.: Геоморфологические формации Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 70—81.
- Кедров Б. М. О соотношении форм движения материи в природе.— В кн.: Философские проблемы современного естествознания. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
- Кедров Б. М. О геологической форме движения в связи с другими его формами.— В кн.: Взаимодействие наук при изучении Земли. М.: Наука, 1964, с. 129—151.
- Ламакин В. В. О динамической классификации речных отложений. Землеведение.— Бюл. Моск. об-ва испыт. природы. Нов. серия, 1950, т. III(XI), с. 161—168.
- Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М.: Географгиздат, 1948, с. 343.
- Преображенский В. С. Беседы о современной физической географии. М.: Наука, 1972, с. 166.
- Поспелов Г. Л. О характере геологии как науки и ее месте в естествознании.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1960, № 11, с. 3—19.
- Рапопорт А. Различные подходы к общей теории систем.— В кн.: Системные исследования. М.: Наука, 1969, с. 55—89.
- Садовский В. Н. Логико-методологический анализ «общей теории систем» Л. фон Берталанфи.— В кн.: Проблемы методологии системного исследования. М.: Мысль, 1970, с. 411—442.
- Федоров Е. К. Некоторые проблемы развития наук о Земле.— В кн.: Взаимодействие наук при изучении Земли. М.: Наука, 1964, с. 25—54.
- Философский словарь. М.: Изд. полит. литературы, 1972. 544 с.
- Хворостова З. М. Основные аспекты проблемы педимента.— В кн.: Поверхности выравнивания гор Сибири. Новосибирск: Наука, 1971, с. 27—49.
- Шанцер Е. В. Современная геология и ее место в естествознании.— В кн.: Взаимодействие наук при изучении Земли. М.: Наука, 1964, с. 93—118.
- L. von Bertalanffy. General System Theory.— In: General Systems. Vol. 1, 1956.
- Howard A. D. Geomorphological Systems — equilibrium and dynamics.— Am. J. Sci., 1965, vol. 263, N 4, p. 302—312.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие. <i>Николаев В. А.</i>	3
<i>Асеев А. А., Александров С. М., Благоевич Н. С.</i> О геоморфологических системах	4
<i>Подняков А. В., Ройхваргер З. Б.</i> Динамическое равновесие в развитии форм рельефа	9
<i>Черванев И. Г.</i> Моделирование и автоматизированный анализ рельефа: методологические аспекты	14
<i>Зорин Л. В.</i> Гипотеза рельефообразования и эволюции Земли	22
<i>Порядин В. С.</i> Стохастические модели в морфоструктурном анализе	32
<i>Лукин А. А., Гудымович С. С.</i> Положение рельефа как системы в причинно-следственном ряду других важнейших систем Земли (логическое обоснование)	42
<i>Радкевич Р. О.</i> Классы природных морфоструктур и модели организации пространства	50
<i>Черванев И. Г.</i> Структура рельефа и ее анализ	64
<i>Чемехов Ю. Ф.</i> Направленность и цикличность как основные закономерности развития рельефа Земли	71
<i>Золотарев А. Г.</i> Проблема вертикальных новейших движений континентальных равнин и их геоморфологического развития в связи с изменениями уровня Мирового океана (пространственно-временной аспект)	78
<i>Шилкин А. Н.</i> Геофизические поля и рельеф земной поверхности (космофотогеологический аспект)	84
<i>Рождественский А. П.</i> О взаимодействии и соотношении внутренних и внешних факторов рельефообразования	90
<i>Философов В. П., Наумов А. Д., Зайонц В. Н., Востряков А. В., Романов А. А.</i> Теоретические основы историко-генетического метода исследования рельефа	98
<i>Николаев В. А.</i> Геоморфологические системы Сибири	108
<i>Хворостова З. М., Миллева Л. С.</i> О системном подходе к рельефу как к элементу природно-территориального комплекса	123
<i>Кашименская О. В.</i> О геоморфологической форме движения материи	132

**ПРОБЛЕМЫ СИСТЕМНО-ФОРМАЦИОННОГО ПОДХОДА
К ПОЗНАНИЮ РЕЛЬЕФА**

**[основные направления в развитии
геоморфологической теории]**

Ответственные редакторы
**Николай Александрович Флоренсов,
Владимир Александрович Николаев**

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства **Н. Ф. Джигирис**
Художественный редактор **М. Ф. Глазырина**
Художник **В. В. Растегаев**
Технический редактор **А. В. Семкова**
Корректоры **Г. Д. Смоляк, И. А. Литвинова**

ИБ № 10961

Сдано в набор 12.03.81. Подписано к печати 19.02.82. МН-05210. Формат 70 X 108^{1/16}. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 13,3. Усл. кр.-отт. 13,7. Уч.-изд. л. 14. Тираж 1000 экз. Заказ 505. Цена 2 р. 10 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Для получения книг почтой заказы направляйте по адресу:

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13
320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289
252030 Киев, ул. Ленина, 42
252039 Киев, ул. Пирогова, 2
252142 Киев, проспект Вернадского, 79
252030 Киев, ул. Пирогова, 4
277012 Кишинёв, проспект Ленина, 148
343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1
660049 Красноярск, проспект Мира, 84
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2
192404 Ленинград, Литейный проспект, 57
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2
196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16
220012 Минск, Ленинский проспект, 72
103009 Москва, ул. Горького, 8
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7
630076 Новосибирск, Красный проспект, 51
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект,
22
142292 Пуццино, Московская обл., МР «В» I
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43
700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49
720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87

УДК 551.4

О геоморфологических системах. Асеев А. А., Александров С. М., Благоволин Н. С. Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории).— Новосибирск: Наука, 1982. 1

Внедрение системного анализа в геоморфологию может осуществляться как путем создания дискретных историко-генетических, так и непрерывных динамических моделей на основе иерархического подразделения рельефа, отражающего генетические или динамические свойства геоморфологической системы. В основу классификации историко-генетических дискретных систем может быть положен размерно-генетический принцип деления на геотектуры и морфоструктуры, отражающий связи структурного рельефа с глубинными тектоническими процессами Земли. Библиогр. 24.

УДК 551.4

Динамическое равновесие в развитии форм рельефа. Поздняков А. В., Ройхваргер З. Б. Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории).— Новосибирск: Наука, 1982.

В статье рассматриваются вопросы динамического равновесия в развитии рельефа. На примерах формирования берегов, аккумулятивных равнин показана возможность установления состояния равновесия. Механизм действия динамического равновесия подробно рассмотрен на основе математической модели склона. Библиогр. 8. Ил. 4.

УДК 550.813 : 551.243 : 528.9

Моделирование и автоматизированный анализ рельефа: методологические аспекты. Черванев И. Г. Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории).— Новосибирск: Наука, 1982.

Показаны некоторые направления и особенности представления рельефа в ЭВМ в виде структурно-цифровой модели (СЦМР), организации на структурной основе цифровой информации о рельефе, использования СЦМР для автоматизированного анализа рельефа, в том числе в рамках автоматизированного геоморфологического кадастра.

Предлагается и обосновывается выделение в рамках единой геоморфологии двух научных направлений: эмпирического (экспериментального) и теоретического. Показана несостоятельность критики теоретических моделей (эрозионного цикла и др.) с позиций эмпирического направления. Приведен алгоритм выделения объекта теоретического исследования. Показаны особенности структурного подхода к моделированию и анализу рельефа и возможности использования этого подхода в задачах геоморфологического моделирования и анализа. Библиогр. 14, табл. 2.

УДК 551.1/4

Гипотеза рельефообразования и эволюции Земли. Зорин Л. В. Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории).— Новосибирск: Наука, 1982.

Рассматриваются глобальные особенности распределения рельефа и делается заключение о его циклическом развитии. Цикличность рельефообразования обусловлена прохождением геотектонических циклов. Последние в этой причинно-следственной зависимости связаны с пульсационной эволюцией Земли как планеты. Библиогр. 48, табл. 4.

УДК 551.4 : 519.272

Стохастические модели в морфоструктурном анализе. Порядин В. С. Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории).— Новосибирск: Наука, 1982.

Делается попытка построить информационную модель морфоструктуры, позволяющую получить количественную оценку информации о тектонической структуре, заключенной в рельефе. Демонстрируется возможность моделирования процессов рельефо- и морфоструктурообразования с помощью аппарата теории случайных функций и их характеристик. Приводятся примеры и даются рекомендации по применению названных моделей в практическом морфоструктурном анализе. Библиогр. 10, табл. 1, ил. 4.

УДК 551.4.001.8

Положение рельефа как системы в причинно-следственном ряду других важнейших систем Земли (логическое обоснование). Лукин А. А., Гудымович С. С. Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории).— Новосибирск: Наука, 1982.

На основе общеметодологических принципов системности и причинности выводятся критерии соподчинения материальных систем, с помощью которых строится логическая модель единства и взаимодействия основных систем Земли (геосфер) как причинно-следственная цепь. Модель обосновывает место рельефа как самостоятельной системы в данной цепи связей. Основное приложение модели — методологическое (в постановке структурно-функциональных задач в геоморфологии и других науках о Земле, в управлении природными комплексами, в науковедении и высшем геологическом и географическом образовании). Библиогр. 24, ил. 1.

Классы природных морфоструктур и модели организации пространства. Радевич Р. О. Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории).— Новосибирск: Наука, 1982.

Рассматривается мировой ряд морфоструктур в широком смысле слова. Отмечается место биологической жизни в этом ряду. Комплементарные процессы концентрации и рассеяния материи, изучение которых должно представлять две смежные области (концентриологию и диспергологию) самостоятельной синтезирующей науки, обоснуются с использованием диаграмм концентрации — расселения (размер — количество). Показано, что независимо от класса и генезиса морфоструктурных объектов их количество в первом приближении обратно пропорционально размеру. Предлагаются типы логических моделей организации пространства, обобщающих известные физические законы и позволяющих путем различных преобразований получать, в свою очередь, частные закономерности. Разработка таких моделей будет способствовать развитию обратных связей между науками. Отмечается важная роль геоморфологии в развитии рассмотренных закономерностей. Библиогр. 6, табл. 2, ил. 13.

Структура рельефа и ее анализ. Черванев И. Г. Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории).— Новосибирск: Наука, 1982.

Рассматривается структура рельефа, не подразделяемого на отдельные формы, или рельефа-поля. Цель работы — показать, что такое структура рельефа-поля и каковы методы ее анализа. Показана недостаточность дискретной модели рельефа для объяснения его функционирования и выявления структуры в силу пространственно-временной непрерывности рельефа. В качестве структуры рассматриваются сети инвариантных линий (талъвегов и водоразделов), абстрактные поверхности и «рельефы». Дополнен топологический анализ сети талъвегов, впервые сопоставляются сети талъвегов и водоразделов на топологическом уровне. Показано, что структура рельефа-поля определяет его функционирование. С целью выделения структурных уровней рельефа предложено построение на основе инвариантных линий моно- и полирельефов. Впервые предложен способ описания структуры рельефа с помощью векторов и матриц. Библиогр. 20.

Направленность и цикличность как основные закономерности развития рельефа Земли. Чемяков Ю. Ф. Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории).— Новосибирск: Наука, 1982.

Развитие рельефа Земли имеет направленно-циклический усложняющийся характер. Направленный компонент отражает необратимость этого процесса и проявляется в виде этапности морфогенеза, складывающейся из сменяющихся друг друга неповторимых этапов развития рельефа. Циклический компонент реализуется в виде сменяющихся друг друга серий денудационных и аккумулятивных геосинклинальных, эпигеосинклинальных, платформенных и эпиплатформенных морфоциклов разного таксономического ранга. Интерференция этих компонентов обуславливает единый процесс направленно-циклического усложняющегося развития рельефа, протекающий по восходящей спирали. Рассматриваемая концепция заставляла бы по-новому оценить ряд важнейших проблем геоморфологии, геологии и тектоники. Библиогр. 13.

Проблема вертикальных новейших движений континентальных равнин и их геоморфологического развития в связи с изменениями уровня Мирового океана (пространственно-временный аспект). Золотарев А. Г. Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории).— Новосибирск: Наука, 1982.

Впервые сделана попытка ввести поправку в расчеты суммарных амплитуд вертикальных неотектонических движений континентов, которая исчисляется первыми сотнями метров. Введение такой поправки при составлении неотектонических карт Восточной Сибири привело к выводу о том, что, вопреки существующему представлению об общем поднятии в новейшее время Сибирской платформы, более половины ее территории испытывает опускание. При проведении подобных расчетов применительно к равнинно-платформенным областям других континентов результаты оказываются аналогичными или близкими к тем, которые получены для Сибирской платформы, что имеет определенное теоретическое и прикладное значение. Библиогр. 10, ил. 2.

[Геофизические поля и рельеф земной поверхности (космофото-геологический аспект). Шилкин А. Н. Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории).— Новосибирск: Наука, 1982.

Геологические тела, земная поверхность и космические фотоснимки образуют систему источников геологической информации. Отношение и взаимосвязи, существующие в этой системе, способны обеспечить решение задач тектоники, геофизики и геохимии. Важно при этом основные параметры космических фотоснимков, являющиеся функцией структуры электромагнитного поля — яркость, контраст и контур — объединить единой конфигурацией путем построения космофотометрической карты, служащей аналогом «поверхности топографического порядка», которая приобрела в геологии значение особого математического выражения геологической информации.

Космическая видеoinформация связана с веществом-энергетическими процессами поглощения, преломления и отражения лучистой энергии недрами земной коры, по отношению к которым земная поверхность является естественной системой, «кодирующей» этот процесс передачи информации. Библиогр. 6, ил. 3.

О взаимодействии и соотношении внутренних и внешних факторов рельефообразования. Рождественский А. П. Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории).— Новосибирск: Наука, 1982.

При полной справедливости положения о противоположной физической и энергетической сущности внутренних и внешних сил, выявляемые реальные формы их взаимодействия в процессах геоморфогенеза включают в себя разнообразные случаи как противоположного, противоположного, так и однонаправленного, согласованного воздействия их на рельеф. Современный рельеф рассматривается как сложно построенная многоступенчатая природная система (геоморфологическая мегасистема), находящаяся в состоянии динамического равновесия, при котором эндогенные и экзогенные факторы рельефообразования соизмеримы. Геоморфогенез как планетарное явление представляет собой геологически длительный процесс, соизмеримый по времени с существованием земной коры. Поэтому геоморфологический этап развития Земли уходит в далекое геологическое прошлое и не может охватываться только мезозойским и кайнозойским временем. Вместе с тем возраст существующего рельефа земной поверхности сравнительно молодой и укладывается в геохронологический интервал от конца палеогена до современной эпохи. Библиогр. 42.

Теоретические основы историко-генетического метода исследования рельефа. Философов В. П., Наумов А. Д., Зайноц В. Н., Востриков А. В., Романов А. А. Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории).— Новосибирск: Наука, 1982.

Противопоставляется историко-генетический принцип исследования морфоструктурному, морфотектоническому и морфофакторному. Рассматривается геоморфологический аспект физического понятия «пространство — время». Предлагается таксономический ряд геоморфологических объектов. Библиогр. 37.

Геоморфологические системы Сибири. Николаев В. А. Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории).— Новосибирск: Наука, 1982.

Все разнообразие форм рельефа земной поверхности автор объединяет в три главные геоморфологические системы: 1) горная геоморфологическая система; 2) равнинно-платформенная геоморфологическая система; 3) геоморфологическая система переходных зон между ними. Каждая система подразделяется на подсистемы, геоморфологические формации и подформации. Геоморфологическая система переходных зон является сейчас основным объектом активного хозяйственного освоения и вопросам познания ее природных условий необходимо уделить особое внимание. Библиогр. 39.

О системном подходе к рельефу как к элементу природно-территориального комплекса. Хворостова З. М., Милыева Л. С. Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории).— Новосибирск: Наука, 1982.

В качестве целостных организмов-систем рассматриваются природно-территориальные комплексы. Рельеф с наполняющим его геологическим содержанием выступает как субстрат природного комплекса, а геоморфологический вклад в его изучение выражается в исследовании этого субстрата. В интересах познания динамики природно-территориального комплекса исследования его субстрата целесообразнее всего вести, используя энергетические характеристики рельефа, а также метод балансов. Выделяются иерархические уровни геолого-географических систем. Геоморфологический субстрат каждого уровня необходимо картировать в масштабе, соответствующем только этому уровню. Библиогр. 22, ил. 1.

О геоморфологической форме движения материи. Кашиенская О. В.
Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории). — Новосибирск: Наука, 1982.

Рельеф рассматривается как открытая сложная динамическая геоморфологическая система, с присущей, как и другим системам, самостоятельностью формы движения материи. Специфика последнего обеспечивается преобразованием поступающей в систему внутривоздушной и солнечной энергии — в геоморфологическую. Происходит это с помощью сложных внутрисистемных связей, запрограммированных на приведение системы к состоянию устойчивого равновесия. Вещественным выражением геоморфологического движения материи является перемещение масс в геоморфологическом пространстве (земной коре). Балансовые характеристики перемещающихся масс определяют все гипсометрическое и динамическое разнообразие рельефа. В заключение рассматриваются некоторые черты геоморфологической формы движения материи: цикличность, асинхронность и пространственная неоднородность, определяющие аналогичные свойства рассматриваемой системы. Библиогр. 34.

2 р. 10 к.

3751



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ