

**ОСНОВЫ
ОБЩЕЙ МЕТОДИКИ
ПОЛЕВЫХ
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ И
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО
КАРТОГРАФИРОВАНИЯ**

А.И.Спиридонов



А. И. СПИРИДОНОВ

ОСНОВЫ
ОБЩЕЙ МЕТОДИКИ
ПОЛЕВЫХ
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ
И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО
КАРТОГРАФИРОВАНИЯ

*Допущено
Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебного пособия
для студентов университетов*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «ВЫСШАЯ ШКОЛА»
Москва — 1970

В книге рассматривается комплекс методов, применяемых в настоящее время при полевых геоморфологических исследованиях. Сначала кратко излагается все то, что связано с организацией и техникой полевых наблюдений. Последующие наиболее объемистые части пособия посвящены методике общего геоморфологического анализа и изучения развитых на территории СССР основных морфогенетических комплексов. Здесь же освещаются вопросы типологии рельефа и принципы построения полевых геоморфологических карт разного типа.

В основу предлагаемой методики полевых геоморфологических исследований положен взгляд на рельеф как на результат взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Поэтому большое внимание уделено взаимосвязанному изучению рельефа и общей географической обстановки; рельефа, коррелятивных отложений и геологических структур в их развитии.

Книга содержит 92 рисунка, которые иллюстрируют главным образом содержание и способы построения геоморфологических карт для территорий с разными типами рельефа.

Таблиц 16, библиографий 170.

Полевые геоморфологические исследования в нашей стране проводятся с широким размахом. В этой работе участвуют самые различные научные и производственные учреждения, но главным образом ведомства Министерства геологии СССР, которым геоморфологические исследования помогают решать задачи большого народнохозяйственного значения. Поэтому у нас велика потребность в кадрах геоморфологов. Их подготовка осуществляется преимущественно на географических факультетах университетов, где есть кафедры геоморфологии, а в учебном плане — специальный курс методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. Этот курс автор уже много лет ведет на географическом факультете Московского университета. В ранее изданных книгах (А. И. Спиридонов. Геоморфологическое картографирование. Географгиз, 1952; Основы общей методики полевых геоморфологических исследований, части 1—3. Изд. географ. ф-та МГУ, 1959—1963), а также в ряде статей были освещены основные разделы курса. Кроме того, вопросы методики геоморфологических исследований кратко рассматриваются в существующих пособиях по геологическим исследованиям коренных и четвертичных отложений. Однако единого учебного пособия по данному курсу у нас не существует.

Автор рассматривает свою книгу как первый опыт составления учебного пособия по методике полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. Ее содержание отвечает программе курса, назначение которого сводится к тому, чтобы ознакомить студентов с основами полевой методики. В настоящее время при геоморфологических исследованиях привлекают такой богатый арсенал различных приемов и частных методов, а накопленный советскими и зарубежными учеными опыт полевых работ настолько велик, что обобщить все это одному автору в одной книге просто невозможно. Поэтому для более основательного овладения методикой полевых геоморфологических исследований должны быть использованы дополнительные руководства и монографии, в которых освещаются частные методические приемы геоморфологических исследований (например, использование аэрометодов, геофизических ме-

тодов), проблемы построения геоморфологических карт, вопросы изучения рыхлых толщ, структурно-геоморфологического анализа, изучения эрозионного, карстового, мерзлотного рельефа, рельефа побережий и т. п. (см. список литературы).

При разработке курса автор пользовался советами своих товарищей по кафедре геоморфологии Московского университета. В этой книге были учтены весьма ценные критические замечания, которые были сделаны по ранее изданным методическим трудам автора разными лицами, особенно И. С. Щукиным, Т. В. Звонковой, Г. С. Ганешиним, А. С. Девдариани, Г. Ф. Лунгсрстаузенем, Н. И. Николаевым, С. В. Эпштейном, а также рецензентами рукописи этой книги А. Н. Джавахишвили, Ю. Л. Грубером, Э. Т. Палиенко и М. В. Щербаковой. Кроме того, в отдельных главах книги учтены замечания Н. А. Гвоздецкого, О. К. Леонтьева, А. И. Попова и Б. А. Федоровича. Всем названным ученым автор выражает искреннюю признательность за оказанную помощь.

Полевые геоморфологические исследования могут быть стационарными и экспедиционными. *Стационарные исследования* организуются на небольших типичных участках (ключках) с целью детального длительного изучения современных геоморфологических процессов, совершающихся в естественной обстановке. Одновременно изучаются все рельефообразующие факторы, с тем чтобы в конечном итоге найти количественные зависимости между ними и развивающимся рельефом.

Экспедиционные исследования последовательно охватывают всю обширную территорию нашей страны с целью изучения ее геоморфологического строения, выяснения генезиса, истории развития и современной динамики рельефа. Эта задача очень актуальна и может быть выполнена при условии овладения новейшей методикой работы.

Овладеть методикой экспедиционных геоморфологических исследований, понимаемой в широком смысле, значит научиться не только грамотно описывать формы рельефа и обнажения, использовать предметы оборудования и снаряжения, производить горные выработки, отбирать образцы для анализа, т. е. делать все то, что можно назвать *техникой полевых работ*. Необходимо также научиться составлять программу исследований, правильно организовать необходимые наблюдения, исследовать получаемый фактический материал и делать правильные выводы, с тем чтобы по ходу работ контролировать выполнение намеченной программы и принимать необходимые меры к ее выполнению. Таким образом, методически правильно организованные экспедиционные исследования должны проводиться целенаправленно, чтобы в конечном итоге решить поставленные задачи с наименьшей затратой сил и средств.

Следует различать общую и частную методику экспедиционных геоморфологических исследований.

Общая методика рассматривает общеупотребительные приемы организации и проведения полевых работ, наиболее общие вопросы программы, которые обычно приходится решать при любых геоморфологических исследованиях с учетом основной специфики района, определяемой его принадлежностью к одному из геоморфологических комплексов.

Частная методика разрабатывается на основе общей и предусматривает особые (специальные) методы исследований применительно к конкретному району или к конкретным задачам предстоящих работ. Главные ее положения формулируют в проекте полевых работ, который составляют перед выездом экспедиции в поле.

Обобщение методики геоморфологических изысканий практического назначения (для поисковых целей, строительства, сельскохозяйственной организации территории и пр.) является задачей руководств по прикладным геоморфологическим исследованиям (Звонкова, 1959). В этом пособии излагаются основы общей методики полевых (главным образом экспедиционных) исследований. В первой части рассматриваются организация и методика полевых наблюдений, способы регистрации результатов наблюдений, в особенности методы построения геоморфологических карт. Вторая часть посвящена методикам общего геоморфологического анализа, которая включает ряд частных видов анализа рельефа и слагающих его отложений. В последней, третьей части рассматриваются специальные вопросы и методические приемы изучения основных генетических категорий рельефа. Названные три части книги дополняют друг друга и только в совокупности дают представление о комплексе методов, применяемых в практике полевых геоморфологических исследований.

Чтобы облегчить научную интерпретацию результатов наблюдений, в книге приводится краткая характеристика форм рельефа и коррелятных отложений с указанием их основных диагностических признаков. Подобная характеристика объектов полевой геоморфологической съемки составляет органическую часть пособия и не может рассматриваться как голое повторение того, о чем сказано в курсах общей геоморфологии или геологии. Аналогичный раздел содержится во всех других методических руководствах, начиная с классической «Полевой геологии» В. А. Обручева.

ЧАСТЬ I

ОРГАНИЗАЦИЯ И ВЫПОЛНЕНИЕ ПОЛЕВЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

ГЛАВА I

ОРГАНИЗАЦИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геоморфологические исследования, проводимые самостоятельно или как часть комплексных геологических исследований, регламентируются существующими инструкциями и наставлениями по организации и производству геологосъемочных работ. Инструкции составлены для основных съемочных масштабов (мелких, средних и крупных). В них сформулированы общие положения, характеризующие содержание и целенаправленность исследований, даны указания по организации и проектированию работ, подготовке к полевым исследованиям, рассматриваются содержание и методика проведения полевых исследований, вопросы составления предварительного (полевого) и окончательного отчетов. По всем этим разделам в инструкциях кратко освещаются вопросы проведения геоморфологической съемки.

НАЗНАЧЕНИЕ И СОДЕРЖАНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевые геоморфологические исследования непременно сопровождаются построением полевой геоморфологической карты, которая наряду с текстом является важнейшим итогом выполненных работ. Такие исследования, проводимые планомерно, приобретают характер *геоморфологической* съемки, которая может быть различного назначения, содержания и масштаба.

Назначение работ. Геоморфологические исследования могут быть широкого и узкого назначения.

Геоморфологические исследования *широкого назначения* организуются с целью получить всестороннюю геоморфологическую характеристику и геоморфологическую карту исследован-

ной территории, которые могли бы удовлетворить общие потребности страны при решении различных теоретических и народно-хозяйственных задач. Такие исследования, проводимые планомерно на всей территории СССР, приобретают государственное значение.

Еще на Первом Всесоюзном географическом съезде, состоявшемся в 1933 г., в резолюции по докладу А. А. Борзова было отмечено большое научное и научно-прикладное значение геоморфологической карты и в связи с этим была признана срочная необходимость организации систематической геоморфологической съемки СССР в масштабе 1:500 000, который в то время являлся также масштабом общей геологической карты.

В настоящее время геоморфологической съемкой разного масштаба покрыты уже большие площади нашей страны. В этой работе участвуют многие ведомства, однако единой методики и программы исследований еще не выработано.

В организации государственной геоморфологической съемки основная роль принадлежит Министерству геологии СССР. Согласно инструкциям по организации и производству геологосъемочных работ в мелком, среднем и крупном масштабах проведение геоморфологических исследований и создание геоморфологической карты входят в задачу геологосъемочных партий. Это объясняется тем, что геоморфологическая съемка является одним из наиболее доступных методов повышения качества и эффективности геологосъемочных и поисковых работ. Тем самым она способствует расширению минерально-сырьевых ресурсов нашей страны.

Геоморфологические исследования *узкого назначения* (тематические) проводят на основе результатов полевых работ широкого профиля. Они могут быть весьма разнообразны в зависимости от того, какие конкретные научно-теоретические или практические (специальные) задачи необходимо решить. Специальные исследования организуют, чтобы выяснить условия осуществления различных хозяйственных мероприятий (гидроэнергетического, дорожного, городского строительства, сельскохозяйственной организации территории и пр.) и сопровождаются составлением специальных (прикладных) карт.

Назначением работ определяются содержание и масштаб полевых исследований.

Содержание работ. По степени охвата геоморфологических объектов различают общие и частные геоморфологические исследования.

Общие исследования охватывают все геоморфологические объекты с целью выяснения комплекса основных геоморфологических показателей (морфологии, морфометрии, генезиса, возраста, динамики рельефа) и завершаются наряду с текстом построением общей геоморфологической карты.

Частные исследования проводятся с целью изучения отдельных геоморфологических объектов данной территории (например, карстовых форм, оврагов) или отдельных геоморфологических показателей и сопровождаются построением частных геоморфологических карт. Частные исследования обычно организуют для решения ограниченного круга теоретических или практических вопросов, тогда как общие исследования чаще всего имеют широкое назначение.

Масштаб съемки. Масштаб съемки, т. е. масштаб отчетной геоморфологической карты, в свою очередь, определяет площадь исследуемой территории, детальность работ, а соответственно и методику их проведения.

В СССР геоморфологическая съемка выполняется Министерством геологии СССР как часть комплексной геологической съемки следующих масштабов: мелкого — $1:1\,000\,000$ и $1:500\,000$, среднего — $1:200\,000$ и $1:100\,000$ и крупного — $1:50\,000$ и $1:25\,000$, причем масштабы $1:1\,000\,000$, $1:200\,000$ и $1:50\,000$ являются основными и наиболее распространенными, а масштабы $1:500\,000$, $1:100\,000$ и $1:25\,000$ — промежуточными, применяемыми лишь для районов сложного геолого-геоморфологического строения¹.

Ведущий принцип правильного геолого-геоморфологического изучения территории заключается в последовательном переходе от мелкомасштабной съемки к все более крупномасштабным работам, которые в первую очередь сосредоточиваются в районах, наиболее нуждающихся в проведении детальных геолого-геоморфологических исследований.

Съемка мелкого масштаба проводится в совершенно или почти неизученных местах с целью выяснения общих черт их геоморфологического строения и развития с выделением крупных геоморфологических регионов. Она необходима для предварительной оценки условий осуществления тех или иных хозяйственных мероприятий, выделения площадей, наиболее перспективных в отношении поисков полезных ископаемых, для постановки более детальных полевых работ. В настоящее время мелкомасштабная геологическая съемка представляет пройденный этап в изучении Советского Союза. В мелких масштабах сейчас выполняются сводные геоморфолого-составительские работы на основании материалов съемок более крупных масштабов.

Съемка среднего масштаба проводится для изучения элементов, форм рельефа и их комплексов с дробным геоморфологическим районированием территории, выяснением истории развития рельефа и рыхлых отложений. Результаты съемки используют для оценки условий хозяйственной организации территории, того

¹ См. инструкции по организации и производству геологосъемочных работ указанных масштабов. Госгеолтехиздат, М., 1955—1956.

или иного вида строительства, перспектив поисков полезных ископаемых, связанных с формированием рельефа. При поисковых работах устанавливают наиболее перспективные участки для поисков конкретных видов полезных ископаемых, связь россыпей с элементами рельефа и закономерности их распространения, возможные коренные источники россыпей, участки для последующих детальных геоморфологических исследований.

Съемка крупного масштаба — детальная, с изучением всех форм и элементов мезо- и микрорельефа, рыхлого покрова, современных рельефообразующих процессов, наиболее детальным геоморфологическим районированием (микрорайонированием). Она носит, как правило, специализированный характер, например для проведения поисков определенных видов полезных ископаемых. В большинстве случаев объектами поисков служат россыпи и остаточные месторождения, установленные в данном районе предшествующими исследованиями более мелкого масштаба. При этом выясняют металлоносность всех видов рыхлых отложений, пути перемещения и аккумуляции металлоносного обломочного материала в связи с историей развития рельефа и его современной динамикой.

Еще более специальный уклон имеют работы масштабов 1:10 000 и 1:5 000, организуемые на весьма ограниченных площадях для решения строго конкретных вопросов народнохозяйственного значения (оценки строительных площадок, створов плотин и пр.) с соответствующим весьма детальным изучением элементов рельефа, рыхлых отложений, современных рельефообразующих процессов, прогнозом развития рельефа.

Геоморфологические исследования очень крупного масштаба ведут на известных месторождениях с целью возможно более подробного и точного изучения форм микрорельефа, поверхности коренных пород, погребенных под рыхлыми отложениями, детального изучения разреза рыхлого покрова и поискового опробования. Геоморфологические наблюдения в этих масштабах обычно сопровождают поисково-разведочные работы и преследуют цель дать более правильное направление разведочным выработкам, установить наиболее эффективные способы отработки месторождений, выявить погребенные террасы и т. п.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полный цикл исследовательских (съемочных) работ, завершающийся составлением отчета о произведенных работах, включает в себя три этапа: подготовительный, полевой и камеральный.

Подготовительный этап. Задача подготовительного этапа в основном сводится к изучению района, без чего невозможно ус-

пешие осуществление предстоящих полевых исследований. Районы изучают по опубликованным и рукописным (фондовым) литературным источникам, картам, аэрофотоматериалам и прочим графическим документам (профилям, рисункам, фотографиям), различного рода коллекциям (горных пород, руководящих ископаемых), опросным сведениям (из бесед с лицами, изучавшими район).

Для изучения района по литературным источникам привлекают работы не только чисто геоморфологические, но обязательно также общегеографические, геологические, почвенные и другие, содержащие часто ценный геоморфологический материал. Наряду с литературой непосредственно по району исследований должны быть использованы работы по более обширной смежной территории, а также статьи и сводки по отдельным частным вопросам или проблемам геоморфологии, представляющим интерес с точки зрения геоморфологических особенностей изучаемого района.

Во время подготовительного периода изучают основные литературные источники, составляют их аннотации, конспекты, выписывают фактический материал, который затем используют при полевых работах. Особенно тщательно копируют описания опорных разрезов четвертичной толщи и коренных пород, типичных форм рельефа, например отрезков долин с хорошо развитыми и геологически охарактеризованными речными террасами. Попутно с изучением литературы составляют карту выявления фактического материала, на нее наносят пункты обнажений, буровых скважин за соответствующими номерами, под которыми они описываются в специальной тетради со ссылкой на источник.

Картографический материал включает топографические, геоморфологические и геологические карты. Кроме них в отдельных случаях целесообразно иметь почвенные и некоторые другие виды специальных карт. В поле берут топографические карты не только отчетного масштаба, т. е. такого, в котором будет составлена окончательная (отчетная) геоморфологическая карта, но и более крупного. Это делается с целью облегчения и уточнения полевой геоморфологической съемки. Так, при съемке масштаба 1 : 200 000 приходится пользоваться картами масштаба 1 : 100 000 и даже 1 : 50 000. Карты масштаба 1 : 500 000 и мельче удобны для изучения общего характера рельефа района и окружающей более обширной территории. Особенно тщательно подбирают и изучают геоморфологические, геологические карты, подлинники или копии которых рекомендуется иметь при себе в поле. Одновременно с выявлением и предварительным просмотром литературных и картографических источников составляют их библиографию, а также картосхемы литературной и картографической изученности района работ.

Весьма важным источником информации служат аэрофото-материалы, которые своевременно получают и предварительно дешифрируют до выезда в поле (подробнее см. в гл. 3).

На основании материалов изучения литературных и картографических источников составляют предварительную краткую геоморфологическую характеристику района, в которой особо отмечают его литературную и картографическую изученность, все нерешенные или спорные вопросы.

Исходя из задач и объема исследований, составляют перечень карт, которые должны быть приложены к окончательному отчету, и их предварительные легенды. В первую очередь вырабатывают легенду общей геоморфологической карты. На топографической основе отчетного или более мелкого масштаба составляют предварительный вариант самой карты. Первоначально переносят контуры с уже имеющихся геоморфологических, геологических и других подсобных карт с приведением их к выработанной легенде. Там, где специальные карты отсутствуют, контуры проводят по материалам предварительного дешифрирования аэрофотоснимков с использованием литературных источников и крупномасштабных топографических карт.

Исходя из назначения работ, с учетом материалов изучения района, масштаба съемки, общегеографических условий и изученности района, составляют программу полевых работ, которая представляет систематизированный перечень вопросов и основных методических указаний на все этапы экспедиционных исследований. Программа должна быть возможно более детальной и конкретной, составленной применительно к определенному району и определенному заданию, в которой вопросы поставлены правильно, логически последовательно, с выделением главного от второстепенного.

Попутно с разработкой программы составляют проект проведения полевых маршрутов, производства горных выработок (буровых скважин, шурфов) и других специальных работ (нивелировок и др.) с приложением карт размещения всех намеченных мероприятий по сбору фактического материала на местности.

Полевой этап. Полевой этап является основной частью экспедиционных геоморфологических исследований. В это время происходит сбор, начальная обработка и оценка фактического материала. У исследователя уже в поле вырабатываются некоторые предварительные заключения о геоморфологическом строении территории, происхождении и развитии рельефа, предварительные ответы на специальные (прикладные) вопросы, поставленные перед экспедицией, которые формулируются в предварительном отчете, а затем проверяются, уточняются и дополняются во время окончательной обработки собранного фактического материала. В полевой же этап осуществляют геоморфологическое картографирование и таким образом непосредственно в

итоге полевой работы получается один из важнейших ее результатов — полевая геоморфологическая карта.

Полевой этап подразделяется на три неравноценных по продолжительности отрезка времени: 1) рекогносцировочный, 2) основной (рабочий), 3) заключительный.

В начале полевых работ совершают *рекогносцировочные маршруты*, на что примерно затрачивают 5—10% полевого времени. В задачу рекогносцировки входит: а) предварительное общее ознакомление с районом исследований и условиями работы в нем, б) уточнение программы работ, предварительной схемы рабочих съёмочных маршрутов и расположения горных выработок, в) уточнение легенды геоморфологической карты.

Рекогносцировочные маршруты совершают ускоренными темпами с таким расчетом, чтобы за сравнительно короткий срок осмотреть весь или почти весь район, пересечь его в разных направлениях, охватив наиболее типичные места и формы рельефа, посетить все предварительно выделенные геоморфологические районы, а также районы разных категорий трудности для геоморфологической съёмки. Рекогносцировку большого района лучше всего производить на автомашине, а в труднодоступных таежных или горных районах — на самолёте или вертолёте, выявляя при этом объекты, которые необходимо исследовать во время наземных рабочих маршрутов (обнажения и пр.).

Детально-систематические, или основные (рабочие), маршруты с планомерным исследованием района начинают после того, как на основании данных рекогносцировки сделаны уточнения и дополнения в плане полевых работ.

По охвату исследуемой территории полевыми наблюдениями (маршрутами) различают съёмку сплошную (площадную) и выборочную. Сплошная съёмка сопровождается более или менее равномерным распределением маршрутов и сбором фактического материала на всей исследуемой площади. Выборочная съёмка производится путем исследования лишь отдельных разрозненных маршрутов или участков.

Последний способ съёмки носит название *ключевого* или *эталонного*. В пределах исследуемой территории выделяют несколько небольших участков (ключей-эталонов), которые подвергают весьма детальному изучению, а между ними прокладывают сравнительно редкую сеть связующих маршрутов. Участки выбирают не менее чем по одному в каждом из предварительно установленных геоморфологических районов с таким расчетом, чтобы они были: 1) по своему геоморфологическому строению наиболее типичны для данного района и 2) доступны и удобны для обстоятельного наземного изучения.

Детальные геоморфологические исследования на участках-эталонах создают основу для ускоренной геоморфологической съёмки на остальной части территории с использованием мате-

риалов дешифрирования аэроснимков. Во время полевых маршрутов между ключами проверяют сформулированные выводы и заключения, прослеживают границы выделенных категорий рельефа, собирают дополнительный фактический материал.

Ключевой способ применяют при мелкомасштабной съемке или когда нужно за сравнительно короткий срок осуществить сплошные исследования на большой площади. Более равномерное распределение полевых маршрутов проектируют при сплошной детальной съемке крупного масштаба, когда требуется собрать фактический материал и проследить геоморфологические границы равномерно с одинаково высокой степенью точности на всей изучаемой площади.

Прокладывая маршруты, необходимо учитывать изученность района, общегеографические условия (залесенность местности, гористость рельефа и в связи с этим трудную доступность некоторых участков), состояние дорог, сеть населенных пунктов. Маршруты должны проходить там, где их практически легче всего осуществить с помощью всех доступных видов транспорта, однако без ущерба для самой работы.

В ранее изученных местах можно ограничиться более редкой сеткой маршрутов, достаточной для того, чтобы пополнить, проверить и оценить имеющийся материал. В местах слабо изученных сетка маршрутов естественно должна быть более густой. Маршруты прокладывают так, чтобы они составляли систему продольных и поперечных пересечений форм рельефа, их группировок и геоморфологических районов, проходили через места геологических разрезов и вдоль границ выделяемых на карте геоморфологических объектов. Горные выработки и буровые скважины закладывают прежде всего в плохо обнаженных местах, которые на равнинах приурочены главным образом к водоразделам. Дополняя естественные обнажения шурфами и буровыми скважинами, необходимо обеспечить составление серии геолого-геоморфологических разрезов (профилей) по наиболее характерным направлениям через отдельные формы (долины, водоразделы, конечноморенные гряды, озерные котловины и др.), геоморфологические районы и изучаемую территорию в целом.

В поле в первую очередь исследуют места или объекты, по которым имеются материалы предшествующего детального изучения рельефа и геологического строения. Ознакомление с этими материалами и проверка их непосредственно в поле позволяют наиболее быстро войти в круг дискуссионных проблем геоморфологического строения изучаемой территории, а также облегчают освоение нового фактического материала в местах, ранее не подвергавшихся изучению. Так, предварительное знакомство с подробно описанными хорошими разрезами четвертичной толщи или коренных отложений облегчит изучение геологического строения района, а вместе с тем и его рельефа.

Точно так же рекомендуется изучать сначала некоторые известные по литературе типичные отрезки речных долин с наиболее полно сохранившимся комплексом речных террас и другие характерные объекты, а потом переходить к планомерному общему исследованию эрозионной сети и рельефа района в целом.

При этом руководствуются схемой основных рабочих маршрутов, намеченных перед выездом в поле и уточненных после рекогносцировки, изменяя и детализируя их каждый раз в зависимости от выяснившихся конкретных условий полевой работы, проводя новые маршруты, которые заранее трудно было предусмотреть.

Исходя из составленной общей программы работ, в поле разрабатывают задания для исследования отдельных участков, на каждый маршрут и серию маршрутов с указанием, где примерно они должны пройти, какие должны быть выяснены вопросы, на что в связи с этим следует обратить внимание. Каждый полевой маршрут совершают, учитывая конкретную обстановку, делая заходы ко всем замеченным, требующим детального описания объектам: обнажениям, формам рельефа.

Заключительные маршруты проводят в течение короткого срока в конце полевого периода, используя наиболее быстроходные средства транспорта. Они имеют целью подвести итог полевым работам, прояснить и закрепить общее впечатление о районе в целом, посетить вновь некоторые места, на которые прежде не было обращено достаточного внимания, проверить сложившиеся предварительные выводы и составленную геоморфологическую карту.

Камеральный этап. В течение камерального этапа обрабатывают собранный фактический материал и на основании всех полученных данных (включая результаты аналитического изучения образцов горных пород, проработки литературных и картографических источников, окончательного дешифрирования аэрофотоснимков) составляют отчет о выполненных исследованиях в виде развернутой геоморфологической характеристики района, общей геоморфологической карты с приложением других карт, схем, профилей, фотографий, рисунков и пр.

МЕТОДЫ ПОЛЕВЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Полевые наблюдения, проводимые с целью изучения геоморфологических объектов и сбора фактического материала, могут быть визуальные и инструментальные.

ВИЗУАЛЬНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Визуальные наблюдения составляют основу геоморфологических исследований. Хотя в настоящее время широко применяют инструментальные наблюдения, но как прежде, так и теперь основным «инструментом» полевого исследователя является глаз. Личное знакомство с районом, осмотр и описание рельефа, обнажений и других полевых объектов — совершенно необходимое условие успешного выполнения любого геоморфологического задания.

Визуальными, или, точнее, полуинструментальными, следует называть также наблюдения и измерения, которые проводят с применением некоторых простейших инструментов: геологического молотка, горного компаса, анероида, эклиметра и др. Все эти инструменты перед выездом в поле осматривают и проверяют, чтобы гарантировать пригодность их к употреблению¹.

Наряду с наземными визуальными наблюдениями в настоящее время широко применяют аэровизуальные наблюдения².

Аэровизуальные наблюдения, т. е. наблюдения с воздуха (с самолета или вертолета), вошли в практику геоморфологических съемочных работ масштаба 1:100 000 и мельче. Они проводятся в любых районах, но особенно в закрытых и труднопроходимых (таежных, пустынных, горных). Достоинство аэровизуальных наблюдений состоит в том, что они с одного пункта охватывают сразу большую площадь, а при помощи самолета или вертолета за короткий срок могут быть осуществле-

¹ Характеристика инструментов, способы их проверки и применения в полевых исследованиях рассматриваются в специальных руководствах по методике полевых геологических исследований. См. также: Справочник путешественника и краеведа, т. 1-2, 1949—1950; Калинин, 1955; Зайцев, 1956; Карманная книга натуралиста и краеведа, 1961, и др.

² Аэровизуальные наблюдения представляют собой один из аэрометодов, применяемых в настоящее время в практике геолого-геоморфологических исследований. К аэрометодам относят также аэрофотометод и аэрогеофизические (аэромагнитные и др.) исследования.

ны на весьма обширной территории. Этим достигается непосредственное и целостное восприятие рельефа, тогда как при наземных маршрутах общая картина рельефа получается только после сопоставления наблюдений по маршруту, когда свежесть впечатлений в основном уже утрачена.

Меняя высоту полета, можно изучать геоморфологические объекты разного порядка. С большой высоты хорошо выявляются и просматриваются крупные черты рельефа (геоморфологические районы и границы между ними, горные хребты и системы их расположения и пр.), а с небольшой — детали строения рельефа и малые его формы (речные террасы и уступы между ними, овраги, озы, места обнажений).

При наблюдении с воздуха удастся нередко заметить такие особенности строения рельефа (характер группировки форм микрорельефа, подчеркнутых тенями или сменой растительности и обусловленных скрытыми геологическими структурами, просвечивающие сквозь покров рыхлых отложений погребенные формы и пр.), которые обычно ускользают от наземного наблюдения.

К недостаткам аэровизуальных наблюдений относится в первую очередь то, что они не обеспечивают сбора всей суммы фактического материала, необходимого для обоснования геоморфологических построений: описания обнажений, сбора образцов горных пород для различных анализов, детального исследования отдельных форм рельефа и пр., что осуществимо только при наземных маршрутах. В связи с этим аэровизуальные наблюдения применяют обычно в качестве дополнительных к наземным (как вспомогательные), в частности для выявления объектов, которые необходимо изучить во время наземных маршрутов, что, например, в условиях закрытой лесистой местности уже значительно облегчает полевые работы.

Чем детальнее съемка, тем меньше роль аэровизуальных наблюдений. Как основные или единственные аэровизуальные наблюдения применимы только для мелкомасштабных рекогносцировочных исследований плохо изученных больших территорий.

Неудобство аэровизуальных наблюдений с самолета заключается в быстрой смене зрительных впечатлений, особенно при низком полете, затрудняющей ориентировку, запись увиденного, фотографирование, зарисовку и картографирование хотя бы основных пунктов. Чтобы успеть зафиксировать наблюдаемый материал, приходится работать с большим напряжением, что ведет к быстрой утомляемости. Поэтому продолжительность непрерывного полета не должна превышать 3—4 часов, но в случае необходимости можно осуществлять два полета — утром и вечером, когда бывает хорошая видимость, формы рельефа отчетливо выступают благодаря игре света и тени и не так качает.

Днем должно оставаться достаточно времени для обработки наблюдений.

Для успешного выполнения аэровизуальных наблюдений применяют легкие маневренные самолеты с малой скоростью, довольствующиеся небольшими взлетно-посадочными площадками вне специально оборудованных аэродромов. В районах с большим количеством озер и рек применяют гидросамолеты.

Исходя из поставленной задачи и условий рельефа, устанавливают маршрут и высоту полета так, чтобы обеспечить необходимую площадь обзора и детальность наблюдений. При полете со скоростью от 80 до 180 км в час не следует спускаться низко, так как иначе наземные объекты будут слишком быстро ускользать от наблюдения, мелькая перед глазами. С высоты 250—300 м отчетливо видны геоморфологические элементы при радиусе обзора не более 1—2 км.

Лучше всего геоморфологические наблюдения вести при полете на высоте 400—500 м, когда не так ощущается скорость полета и в то же время хорошо различимы детали строения рельефа при широком обзоре по сторонам (радиусом до 3 км и более). С высоты 600—800 м детали становятся уже едва заметными, но зато в радиусе 4—5 км хорошо видны крупные геоморфологические черты обзорного порядка. Высота 800 м в условиях холмистого и низкогорного рельефа считается предельной для аэровизуальных наблюдений, тогда как в горах местами приходится подниматься и выше.

Во время полета записи в полевой книжке делают очень кратко: отмечают время, место и азимут наблюдений, номера снимков, высоту полета, дают сжатую характеристику наблюдаемых объектов. Техника аэровизуальных наблюдений подробно рассматривается в специальных руководствах (Методическое руководство по геологической съемке и поискам, Госгеолтехиздат, М., 1954; Аэрометоды при геологической съемке и поисках полезных ископаемых, т. 1, «Недра», М., 1964, и др.). Особое внимание уделяют закреплению результатов наблюдений на карте и аэрофотоснимках, а также в виде фотографий и зарисовок. По возвращении с маршрута немедленно обрабатывают собранный материал: вычерчивают путь следования самолета, под свежим впечатлением уточняют и дополняют описания в полевой книжке, обрабатывают карту и аэрофотоснимки, закрепляя на них выявленные во время полета геоморфологические объекты.

Аэровизуальные наблюдения (как и наземные) проводят в три этапа: 1) предварительные (рекогносцировочные маршруты), 2) основные, или детально-систематические, 3) заключительные маршруты.

Реконсцировка с самолета позволяет за весьма короткий срок собрать данные об общем характере рельефа района и ус-

ловиях работы в нем, обнаженности, проходимости, о всем том, что необходимо предварительно выяснить, чтобы уточнить план проведения основной (собственно рабочей) части полевого периода.

Детально-систематические аэровизуальные наблюдения с целью планомерной съемки района проводят во взаимодействии с наземными маршрутами. При этом материалы воздушной и наземной съемок дополняют друг друга, помогают взаимно корректировать намеченные маршруты, в частности выбирать места и объекты для детального наземного изучения. В этой стадии работ аэровизуальные маршруты приходится часто прерывать, совершая внеаэродромные посадки самолета поблизости от интересных объектов (обнажений, отдельных форм рельефа, проявлений интенсивных рельефообразующих процессов). Так, при исследовании речных долин посадку легких сухопутных самолетов удобно производить на косы, пойму, ровные участки надпойменных террас.

Заключительные аэровизуальные маршруты осуществляют с целью подытожить и обобщить результаты проведенных полевых работ, еще раз осмотреть весь район, чтобы освежить представление о нем, проверить и уточнить сложившиеся выводы, геоморфологическую карту.

Важные последствия имеет внедрение в практику полевых исследований вертолетов, обладающих способностью не только перемещаться с различной скоростью, но даже неподвижно зависать в воздухе, садиться и взлетать, используя площадки самых минимальных размеров. Находясь на вертолете, наблюдатель может остановиться на заданной высоте в воздухе, произвести наблюдения, подробно их зафиксировать и только после этого переместиться в другой пункт, может приземлиться около интересного геолого-геоморфологического объекта (обнажения, формы рельефа) и, описав его, снова подняться на воздух. При этом воздушные и наземные наблюдения так тесно переплетаются между собой, что можно говорить о них как об особом методе полевых исследований.

Применение вертолета при геолого-геоморфологических исследованиях позволяет: 1) сократить непроизводительную затрату времени и сил на передвижение между точками наземных наблюдений, 2) создать более благоприятные условия для сочетания разнообразных методов геологических исследований, в первую очередь аэрометодов, в единый процесс, 3) значительно расширить область применения аэрометодов за счет включения в нее крупномасштабных геологических, геоморфологических специализированных съемок и поисковых работ, 4) резко повысить эффективность использования аэрометодов и общее качество геологической съемки и поисков.

Одного визуального изучения геоморфологических объектов недостаточно, так как современный уровень развития геоморфологии и требования, предъявляемые к ней со стороны практики, ставят перед исследователями такие вопросы, на которые можно получить ответ только при условии более углубленного наблюдения и изучения объектов, что сопровождается получением количественных показателей. Совершенствование методики полевых геоморфологических исследований происходит за счет применения разнообразных инструментов.

Инструментальные способы изучения геоморфологических объектов можно разделить на топо-геодезические, фотографические, радиотехнические, геологические, гидро-метеорологические, геофизические. Некоторые из этих методов применяют для наблюдений с самолета (например, аэрофотометод, аэрогеофизические методы).

Топо-геодезические методы применяют для изучения форм земной поверхности, их морфологии и морфометрии, что необходимо при детальном геоморфологическом исследовании, изучении современной динамики рельефа, новейших тектонических движений. Так, нивелирование с помощью оптического нивелира по наиболее интересным в геоморфологическом отношении трассам дает материал для составления высокоточных профилей, высотного сопоставления форм и элементов рельефа (например, террас), определения различных морфометрических показателей. Для точного нанесения геоморфологических объектов на топографическую основу, составления особо детальных планов применяют теодолит. Портативный оптический теодолит, позволяющий измерять вертикальные и горизонтальные углы и определять расстояние до визируемых объектов, находит применение в полевой геоморфологической съемке самого различного масштаба и назначения.

Для автоматического профилирования используют нивелиры-автоматы. С помощью этих приборов профиль местности вычерчивается автоматически со всеми характерными для рельефа деталями. В экспедиционных условиях очень удобны нивелиры-автоматы, смонтированные на легкой велосипедной раме или автомашине.

Фотографические методы основаны на свойствах фотоснимков, которые позволяют не только с большой точностью определять положение, внешний вид и размеры снятых форм рельефа, т. е. осуществлять фотограмметрические работы, но также давать широкую геоморфологическую интерпретацию фотоизображения местности. На этих свойствах снимков основаны аэрофотометод и фототеодолитный метод, которые очень широко применяют в геоморфологических исследованиях.

Радиотехнические методы можно применять для планового и высотного обоснования географических исследований.

С помощью этих методов на чистый планшет (топографическую карту, фотоплан) наносится местоположение, плановая траектория движения исследователя относительно двух, трех или четырех радиостанций, расположенных за сотни километров. Все определения ведут в любых условиях местности, погоды, в любое время дня и ночи. Высотное обоснование исследований обеспечивается путем радионивелирования.

Геологические методы включают целый комплекс разнообразных приемов, широко используемых при полевых геоморфологических исследованиях. Сюда прежде всего относятся буровые работы, которые проводят с целью изучения самых верхних, главным образом четвертичных, горизонтов рыхлых отложений. Однако геоморфологи заинтересованы в изучении геологического строения и более глубоких недр земной коры, в частности для выяснения строения и распространения рыхлого покрова в тех местах, где его мощность значительна и не может быть пройдена при зондировочном бурении (например, в глубоко врезанных погребенных речных долинах, в областях новейших опусканий), для изучения погребенного рельефа и его влияния на формы современной земной поверхности, составления геоморфологических разрезов, геоморфологических (в том числе палеогеоморфологических) карт.

В настоящее время в практике полевых геологосъемочных работ применяют самоходные буровые станки, позволяющие значительно ускорить прохождение скважин. К ним, в частности, относятся шнеки, предназначенные для механического вращательного бурения в породах мягких, сыпучих и средней крепости (песках, суглинках, лёссах). Шнек представляет собой двухлопастной бур, по стержню которого идут внешние прямоугольные витки, направленные в сторону, обратную вращению (как у змеевика). Эти витки при вращении бура двигают выбуренную породу вверх, к устью скважины. Штанги в этом буровом комплексе также являются шнеками. Шнековое бурение производят на глубину до 30 м при диаметре 3—6 дм.

Гидро-метеорологические и гляциологические методы применяют для изучения воздействующих в настоящее время на рельеф различных экзогенных агентов: водных потоков, ветра, ледников. Изучение этих агентов составляет задачу особых научных дисциплин (например, гидрологии, гляциологии), но в той мере, в какой это необходимо для познания рельефа, соответствующие наблюдения должны проводиться и фактически проводятся при геоморфологических исследованиях, особенно стационарных. Для этих целей служат специальные методики гидрометеорологических наблюдений, детально разработанные соответствующими научными дисциплинами.

Геофизические методы исследования основаны на том, что горные породы обладают различными физическими свойствами и оказывают влияние на такие явления, как сила тяжести, магнитная сила и др. Поэтому по распределению силы тяжести на поверхности Земли, по физическим свойствам горных пород, изучаемым с помощью соответствующих точных инструментов, можно судить о геолого-геоморфологическом строении территории. При геологических исследованиях применяют следующие геофизические методы: магнитометрический, гравиметрический, сейсмический, электрический, термический, ядерный. Подробную характеристику этих методов можно найти в специальных руководствах (Огильви, 1962 и др.).

ФОТОГРАФИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Каждый полевой исследователь обычно много фотографирует, используя фотоснимки в своей работе чаще всего как иллюстрации. Между тем фотоизображения могут также служить прекрасным средством изучения местности при условии, что фотографирование производится с помощью специального фотоаппарата и каждый участок снимается с двух пунктов для получения стереоскопической пары снимков. Если известны элементы внешнего и внутреннего ориентирования фотокамеры, а на местности предварительно выполнены необходимые геодезические работы, то по снимкам можно весьма точно измерить сфотографированные объекты, например найти абсолютные и относительные высоты форм рельефа, определить их плановое положение, составить детальную карту местности с изображением рельефа горизонталями.

Кроме геометрических свойств, позволяющих осуществлять фотограмметрические работы, фотоснимки обладают еще определенными физическими свойствами (оптической плотностью, тоном, зернистостью, цветом и пр.), по которым можно судить о некоторых качественных особенностях сфотографированных объектов, например о геологическом строении и происхождении форм рельефа. Поэтому многое из того, что делается или по различным обстоятельствам не может быть сделано при наземной геоморфологической съемке, легко осуществимо в камеральных условиях по материалам фотографической съемки.

Фотоснимки, пригодные для их фотограмметрического и специального (геологического, геоморфологического или географического) изучения, получают путем съемки с самолета или путем наземной съемки при помощи фототеодолита. Соответственно можно различать аэрофотометод и фототеодолитный метод изучения местности.

АЭРОФОТОМЕТОД

Любые полевые исследования в настоящее время немыслимы без применения аэрофотометода, т. е. без широкого и всестороннего изучения местности по аэрофотоснимкам. Аэрофотометод оказывает глубокое влияние на геоморфологические исследования. Он позволяет: 1) дать очень полную и точную морфологическую характеристику рельефа, 2) насытить эту характеристику ценными морфометрическими данными (относительные превышения форм, углы падения склонов, густота расчленения рельефа), 3) непосредственно наблюдать не только отдельные формы рельефа, но также целые морфологические комплексы,

4) определять размеры происходящих в рельефе изменений. Все это значительно расширяет возможности генетического истолкования рельефа, определения его относительного возраста, стадии развития и современной динамики; т. е. решения таких вопросов, которые представляют большой общетеоретический и народнохозяйственный интерес. В частности, с помощью аэрофотоснимков облегчается структурно-геоморфологический анализ территории, выяснение общей зависимости рельефа от тектонических структур как выраженных на поверхности, так и погребенных (например, от погребенных соляных куполов в районах, перспективных на нефть), изучение морфологии и динамики речных пойм при поисках россыпей, изучение динамики рельефа в районах строительства, сельскохозяйственного освоения и т. п. Наконец, аэрофотометод позволяет значительно обогатить содержание и повысить точность геоморфологических карт, избежать той случайности и неравномерности их специальной нагрузки, которая обычна при одних только визуальных наземных наблюдениях.

Аэрофотоснимки обычно получают при вертикальном или очень близком к нему положении оптической оси камеры; в геометрическом отношении такие снимки приближаются к плану и благодаря этому могут быть использованы не только для изучения рельефа, но и в качестве топографической основы при производстве полевой геоморфологической съемки.

Обилие на снимках легко опознаваемых местных объектов, в том числе таких, которые отсутствуют даже на крупномасштабных топографических картах (границы полей, отдельные кусты или деревья, промоины), позволяет хорошо ориентироваться на местности, с большой точностью наносить наблюдаемые объекты и проводить границы выделяемых форм рельефа и их комплексов.

При всех достоинствах аэрофотоснимков все же нельзя утверждать, что благодаря им потребность в топографической карте на тот же район для геоморфолога отпадает. В поле необходимо иметь при себе и аэрофотоснимки и топографические карты, которые, дополняя друг друга, позволяют вести геоморфологические исследования с наибольшей продуктивностью, добиваться повышенной объективности и точности съемки.

Основные аэрофотоматериалы

При геоморфологических исследованиях применяют следующие аэрофотоматериалы: контактные отпечатки (аэрофотоснимки), репродукции с накидного монтажа, фотосхемы и фотопланы.

Каждый аэрофотоснимок геометрически представляет центральную проекцию земной поверхности на плоскости снимка,

причем центром проекции является задняя узловая точка объектива.

Расстояние от центра проекции (S , задней узловой точки объектива) до плоскости снимка называют фокусным расстоянием камеры f . Основание перпендикуляра, опущенного из центра проекции на снимок, называется главной точкой снимка O . Практически она определяется пересечением двух прямых, соединяющих координатные метки, отпечатывающиеся на краях каждого снимка. Через главную точку и центр проекции проходит главный луч снимка, или оптическая ось камеры.

Если оптическая ось камеры в момент съемки вертикальна, то изображение плоской горизонтальной местности на снимке будет также и обычным планом этой местности. Следовательно, все контуры на таком снимке строго подобны соответствующим контурам на местности. Масштаб горизонтального аэроснимка плоской местности постоянен и равен отношению фокусного расстояния съемочной камеры к высоте фотографирования: $m = \frac{f}{H}$. В действительности плоскость снимка в момент фотографирования не бывает строго горизонтальной, что вызывает искажение аэроснимка, т. е. смещение точек фотоизображения за наклон оси съемочной камеры. При отклонениях оптической оси камеры от вертикали, не превышающих $3-5^\circ$, эти искажения настолько незначительны, что снимок считают плановым.

Масштаб планового снимка находят, как среднее из определений по двум взаимно перпендикулярным направлениям, проходящим через центральную часть снимка. Для этого на снимке выбирают две пары контурных точек, хорошо опознаваемых также на карте. Масштаб снимка определяют по формуле: $\frac{1}{m} = \frac{l}{L}$, где m — знаменатель численного масштаба снимка, l — расстояние между контурными точками на снимке, L — расстояние между теми же точками на местности, измеренное непосредственно в природе или установленное по крупномасштабной карте.

Кроме смещений за наклон точки снимка смещены еще за рельеф по направлениям, проходящим через точку надира n , которая находится на главной вертикали на расстоянии $f = \operatorname{tg} \alpha$ от главной точки¹. Смещение за рельеф $\delta_n = \frac{rh}{H}$, где h — превышение данной точки, r — ее расстояние от точки надира, H — высота съемки. При положительных превышениях относительно средней горизонтальной плоскости контуры смещены от точки надира, при отрицательных — к точке надира и тем значительнее, чем больше размах высот и ниже высота съемки. В горах искажения за рельеф достигают настолько большой величины,

¹ Главная вертикаль является следом сечения аэроснимка вертикальной плоскостью, проходящей через оптическую ось камеры; α — угол между оптической осью камеры и вертикалью.

что с ними приходится серьезно считаться при определении планового положения точек.

В зависимости от типа съемочной камеры размер контактных отпечатков бывает 18×18 , 24×24 или 30×30 см. Масштаб аэроснимков также разный — от 1:5000 до 1:60 000. Снимки выдаются подобранными в порядке номеров по листам топографической карты, при этом их масштаб должен быть значительно крупнее, чем масштаб полевой съемки. Полученные отпечатки должны быть в меру контрастны, нормального тона, в хорошем состоянии и выполнены по возможности на полуматовой бумаге, позволяющей работать на них карандашом.

Кроме комплектов аэрофотоснимков при геоморфологических исследованиях используют репродукции с накидного монтажа в произвольном масштабе и репродукции с фотосхем или лучше с фотопланов в масштабе, близком к масштабу полевых работ или несколько крупнее.

Для получения накидного монтажа контактные отпечатки накладывают один на другой, совмещая их по идентичным контурам, и прикрепляют кнопками к листу фанеры или специальному монтажному экрану. Со щита накидного монтажа делают фоторепродукцию обычно в более мелком масштабе с отбивкой рамок листов топографической карты. Так получают первое еще далеко несовершенное с картографической точки зрения фотоизображение сразу большой территории, на котором хорошо видны отдельные контактные отпечатки.

Более совершенное в картографическом отношении фотоизображение местности дает фотосхема, которая монтируется из центральных частей контактных отпечатков без всякой предварительной их обработки. На фотосхеме нет полного совпадения контуров по причине присущих отдельным отпечаткам искажений за рельеф, за наклон снимков, из-за колебаний высоты полета, а также вследствие неизбежных ошибок монтажа. Тем не менее по ней можно составить представление о заснятой местности, нанести необходимые контуры, ориентировочно оценить направления на предметы, расстояния до них, площади.

Наиболее точным в картографическом отношении фотоизображением местности является фотоплан, который в отличие от фотосхемы составляют из трансформированных снимков, т. е. снимков, приведенных к одному масштабу и исправленных за наклон. Фотоплан монтируется на жесткой основе по опорным точкам. Так как после трансформирования искажения за рельеф остаются, при составлении фотоплана на каждом снимке используют только полезную площадь (центральную часть), где эти искажения не превышают допустимых размеров. Тем не менее на аэроснимках горных районов искажения за рельеф даже в их центральной части могут быть настолько значительны, что от составления фотоплана приходится отказываться. С оригинала

фотоплана, так же как и с оригинала фотосхемы получают фоторепродукции, которые и поступают в дальнейшую работу.

Фотосхемы и фотопланы используют для перенесения результатов геоморфологического дешифрирования с контактных оттисков и для общего изучения района съемки.

Стереоскопическое изучение аэрофотоснимков

При рассматривании зоны перекрытия двух аэроснимков в стереоскоп или после некоторой тренировки непосредственно глазами плоское фотоизображение воспринимается стереоскопически, как рельефная (стереоскопическая) модель местности. Для получения стереоэффекта снимки нужно расположить так, чтобы начальные направления, т. е. направления, соединяющие главные точки смежных снимков, находились на одной прямой.

Изучая рельеф под стереоскопом, необходимо принимать во внимание соотношение вертикального ($\frac{1}{m_v}$) и горизонтального ($\frac{1}{m_h}$) масштабов стереомодели местности. Если отношение первого ко второму (Q) равно единице (т. е. масштабы одинаковы), то такая стереомодель подобна местности¹. Практически приходится пользоваться снимками, дающими утрированный стереоэффект, обычно в сторону преувеличения вертикальных размеров заснятых объектов, вследствие чего относительные высоты форм рельефа и углы наклона земной поверхности кажутся преувеличенными ($Q > 1$).

Вертикальная деформация стереомодели Q : 1) прямо пропорциональна базису фотографирования B (обратно пропорциональна продольному перекрытию), 2) обратно пропорциональна фокусному расстоянию аэрофотоаппарата f , 3) обратно пропорциональна высоте фотографирования H , 4) прямо пропорциональна расстоянию от глаз до аэрофотоснимков α , 5) прямо пропорциональна расстоянию между аэрофотоснимками S и 6) обратно пропорциональна базису зрения E (Миллер, 1964).

Величину вертикальной деформации можно определить по следующей упрощенной формуле: $Q = \frac{250}{f}$, где 250 — расстояние наилучшего зрения в мм и f — фокусное расстояние съемочной камеры в мм. Следовательно, чем короче фокусное расстояние камеры, тем резче выражен рельеф под стереоскопом. Так, при фотографировании камерой с $f = 50$ мм формы рельефа кажутся в 5 раз более высокими по сравнению с действительностью.

Кроме несоответствия вертикального масштаба горизонтальному при использовании нетрансформированных снимков, возникает, кроме того, общая деформация модели, в результате которой точки, лежащие в одной горизонтальной плоскости, кажутся расположенными на различной высоте. Наблюдающуюся деформацию модели можно до некоторой степени уменьшить,

¹ При условии строго горизонтальных снимков.

слегка поворачивая снимки в противоположные стороны вокруг главной точки и следя за тем, чтобы вершины с известными высотами заняли правильное положение или по крайней мере чтобы реки не казались текущими вверх по уклону.

По двум взаимно перекрывающимся снимкам можно определять превышения точек. Пусть точки A и C , имеющие превышение h одна над другой, сфотографированы на смежных снимках с одной и той же высоты H и при строго вертикальном положении оптической оси камеры. Тогда точка A получится на двух снимках в точках a_1 и a_2 , а точка C — соответственно в точках c_1 и c_2 (рис. 1). Если за начало координат на снимках принять главную точку снимка (0), а за ось абсцисс — линию базиса, соединяющую главные точки смежных снимков, то абсциссы точек a_1, a_2, c_1 и c_2 будут $x_{a_1}, x_{a_2}, x_{c_1}, x_{c_2}$. Разность абсцисс одноименных точек двух снимков называется линейным продольным параллаксом (p) и таким образом

$p_a = x_{a_1} - x_{a_2}, \quad p_c = x_{c_1} - x_{c_2}.$

Разность продольных параллаксмов двух точек $\Delta p = p_a - p_c = \frac{bh}{H-h}$; отсюда находим, что $h = \frac{H\Delta p}{b+\Delta p}$. Так как величина Δp обычно очень небольшая, то ею в знаменателе можно пренебречь, и тогда $h = \frac{H}{b} \Delta p$, где H — высота фотографирования, а b — базис фотографирования в масштабе снимка, т. е. расстояние между главными точками снимков.

Разность продольных параллаксмов определяют с помощью параллактических линеек, топографических стереоскопов, стереометров (параллаксметров)¹ и других приборов, имеющих специальные измерительные приспособления; базис фотографирования измеряют линейкой, а высоту фотографирования H , если она не известна, определяют по формуле $H = f m$.

¹ На базе топографического стереометра создан геологический стереометр ВАГТа ГС-2, который позволяет определять превышения, уклоны земной поверхности, элементы залегания пластов, мощность отложений, а также наносить геолого-геоморфологические контуры (Аэрометоды при геологич. съемке, 1964).

Под дешифрированием аэрофотоснимков понимают процесс распознавания предметов и контуров местности по их фотографическому изображению, составление качественной и количественной характеристики этих объектов, выявление взаимосвязей между ними и закономерностей их географического распространения (Господинов, 1961).

В зависимости от содержания и назначения работы различают топографическое дешифрирование, осуществляемое для составления топографических карт, и специальное дешифрирование (почвенное, геоботаническое, геологическое, геоморфологическое и пр.), по материалам которого составляют соответствующие специальные карты.

Дешифрирование может быть камеральное и полевое. *Камеральное дешифрирование* производится исключительно путем анализа аэроснимков. Оно основано на том, что фотоизображения объектов земной поверхности и их многообразных сочетаний отличаются своеобразными, только им присущими дешифровочными признаками, позволяющими дать характеристику этих объектов в камеральных условиях, без выхода в поле. *Полевое дешифрирование* производится в полевых условиях путем сличения фотоизображений с непосредственно наблюдаемой местностью.

При камеральном дешифрировании используют прямые и косвенные дешифровочные признаки.

Прямые признаки непосредственно указывают на характер дешифрируемого объекта. Это его форма, размеры и световые свойства, благодаря которым всякий объект на земной поверхности получает своеобразное, свойственное только ему фотоизображение, отличающее его от других объектов.

Косвенные признаки указывают на те свойства объектов, которые непосредственно не отображаются на аэроснимках и могут быть опознаны через посредство ряда прямых признаков других объектов благодаря существующим в природе связям как между отдельными компонентами ландшафта, так и внутри каждого из них. Эти признаки, широко используемые при специальном (геологическом, геоморфологическом) дешифрировании, позволяют более глубоко познать свойства изучаемой территории. Так, по характеру рельефа, по световым свойствам поверхности почвы можно судить о геологическом строении, по формам рельефа и закономерностям их сочетаний — о происхождении этих форм.

Форма объекта в плане передается на плановом снимке без всяких искажений; его пространственные очертания опознаются по характеру распределения света и тени, форме границ между ними, степени освещенности и затененности разных сторон пред-

мета, по форме тени, отбрасываемой им на прилегающую поверхность.

Ближе к краям снимка объемные предметы видны в перспективе, хотя и под очень крутым углом зрения. Так, если в центральной части снимка стволы деревьев изображены в виде точек, то по его периферии — в виде коротких штрихов, которые все сходятся в одной точке — точке падира.

Лучше всего форма объемных объектов устанавливается при стереоскопическом изучении аэроснимков.

Размеры объекта в плане измеряют на снимке, высоту определяют по разности продольных параллаксов, как указано выше. Высоту объекта можно также определить по длине отбрасываемой им тени, для чего необходимо знать высоту солнца над горизонтом в момент фотографирования. Кроме того, по затененности сторон объекта судят о том, что соответствующие его поверхности падают под более значительным углом, чем угол падения солнечных лучей.

Световые свойства объектов, т. е. количество и качество (спектральный состав) отражаемой ими лучистой энергии, различны. Благодаря этому одни объекты выделяются на фоне других и тем резче, чем значительнее оптический контраст между ними. Различие в количестве отражаемой лучистой энергии называют яркостным контрастом, а различие в спектральном составе — качественным или цветовым контрастом.

Оптический контраст при обычном черно-белом фотографическом изображении проявляется в различной степени потемнения эмульсии, по которой и судят о световых свойствах самих объектов. Однако этот контраст не всегда передается при фотографировании растительности, различно окрашенных почв и горных пород. Его можно уловить или усилить путем спектрального фотографирования через светофильтры или на пленки со специальной эмульсией, т. е. в той, включая и невидимую, части спектра, где данные объекты по своей яркости наиболее резко отличаются друг от друга.

Тон изображения объекта не является постоянным, так как его отражательная способность зависит от целого ряда переменных факторов: времени дня, времени года, увлажненности. Например, вспаханное сухое поле имеет светлый тон, то же поле, но мокрое — темный. Лес, снятый при высоком стоянии солнца, более светлого тона, чем при низком.

Самый светлый тон на зимних снимках даст снежный покров, а на летних — песок и оголенная сухая почва. Очень темный тон на летних снимках обыкновенно получается от водной поверхности. Все это свидетельствует о том, что при дешифрировании аэроснимков необходимо учитывать время и условия фотосъемки и вводить за счет них соответствующие поправки.

Весьма высокими дешифровочными свойствами обладают

цветные аэроснимки, на которых местность изображается наиболее близко к действительности с присущими ей как яркостными, так и цветовыми контрастами. На них наглядно передаются различия в окраске растительных ассоциаций, оголенной поверхности почв, горных пород, что позволяет успешно решать многие вопросы не только топографического, но и специального дешифрирования, например проводить границы распространения растительности, почв, выходов горных пород.

Специальное дешифрирование, например геологическое, геоморфологическое, преследует более глубокие цели, чем только внешняя топографическая характеристика местности. Кроме формы и размеров тех или иных объектов оно стремится по возможности установить их внутренние черты, например выяснить строение и происхождение форм рельефа. Для этого приходится привлекать ряд косвенных признаков, владение которыми предполагает основательное изучение соответствующих объектов, их морфологических особенностей, закономерностей распространения и группировок, установление взаимосвязей между различными объектами. Таким образом, дешифрирование, в особенности специальное, требует комплексного подхода, выражающегося в многообразии используемых материалов, в его научном подлинно географическом содержании, когда познание (дешифрирование) одного из компонентов ландшафта осуществляется через дешифрирование всего географического комплекса.

По методу изучения фотоизображения на аэроснимках различают дешифрирование визуальное, визуально-инструментальное и инструментальное.

Визуальное дешифрирование осуществляется невооруженным глазом и в камеральных условиях дает лишь первые ориентировочные сведения о сфотографированной местности. Оно проводится обычно непосредственно в поле во время рабочих съемочных маршрутов, когда возможности визуального дешифрирования значительно повышаются.

Визуально-инструментальное дешифрирование осуществляется с применением простейших приборов, позволяющих рассматривать аэроснимки стереоскопически, делать на них измерения, что позволяет составить более полное представление о территории съемки без выхода в поле. К таким инструментам относятся лупы, стереоскопы, измерительные линейки и микроскопы. Этот метод дешифрирования больше всего применяют в практике полевых геолого-геоморфологических исследований.

Отдешифрированные контуры со снимков на карты мелкого, среднего и, как исключение, крупного съемочного масштаба можно перенести визуально. Точность результатов тем выше, чем больше топографических деталей имеется на аэроснимках и на топографической основе. При небольшой разности высот для этой цели используют пропорциональный циркуль или клиновой

масштаб. Более точный перенос контуров осуществляют способом засечек из центральных точек аэроснимков, по клеткам или же оптико-механическим путем при помощи специальных приборов (см. Аэрометоды при геологич. съемке, 1964; Миллер, 1964).

Геоморфологическое дешифрирование

Геоморфологическое дешифрирование аэрофотоматериалов преследует те же цели, что и полевые геоморфологические исследования в целом, т. е. оно должно дать материал не только для характеристики внешних черт рельефа, но по возможности также для суждения о его происхождении, возрасте и современной динамике.

Чтобы решить поставленные задачи, необходимо применить комплексный метод дешифрирования с использованием многочисленных прямых и косвенных признаков, которые предварительно устанавливают при изучении имеющихся литературных и картографических источников (геоморфологических, геологических, почвенных, геоботанических), а в дальнейшем уточняют в процессе работы, особенно при проведении полевых исследований.

В основе геоморфологического дешифрирования лежит известное общее положение геоморфологии, заключающееся в том, что рельеф земной поверхности несет на себе отпечаток условий своего происхождения, развития и современной динамики. Поэтому, изучив даже чисто внешние (морфографические и морфометрические) особенности форм рельефа, выяснив закономерности их сочетаний, группировок и распространения, можно сделать многие существенные выводы о происхождении этих форм.

Ценность аэрофотоматериалов заключается в том, что рельеф земной поверхности отображается на них с полной объективностью и большой детальностью; он может быть изучен во всех характерных для него подробностях, нередко ускользающих от внимания при проведении наземных полевых наблюдений, а также пропадающих на топографических картах.

Совершая наземные полевые маршруты, геоморфолог непосредственно наблюдает по мере своего продвижения последовательно одну за другой лишь отдельные формы рельефа и их простейшие группировки, а представление о рельефе большого района, о крупных морфологических комплексах складывается у него потом на основании разрозненных и разновременных частных наблюдений, когда свежесть впечатлений частично оказывается уже утраченной. Аэрофотоматериалы же позволяют видеть и анализировать не только отдельные формы рельефа, но и сложные морфологические комплексы, обозреваемые одним взглядом на большой территории. Это изучение в любое время

можно повторить, обратив внимание на все то, что прежде было упущено.

На отдельных контактных отпечатках, фотосхемах, фотопла-нах характер рельефа предварительно опознают по игре света и тени, по теням, отбрасываемым положительными формами на прилегающие понижения, по изменениям растительного покро-ва, влажности почвы, отчетливо проявляющимся в фотоизобра-жении. Известно, что растительный и почвенный покров чутко реагирует на неровности земной поверхности и там, где микро-рельеф невозможно установить путем наземных наблюдений, он отчетливо выступает при наблюдении с воздуха, а также на аэроснимках.

Визуальное дешифрирование аэрофотоматериалов позволяет предварительно выделить и охарактеризовать геоморфологиче-ские районы, морфологические комплексы, отдельные формы рельефа и их элементы (склоны, площадки, уступы, водораз-дельные линии). Более обстоятельно рельеф изучают при помо-щи стереоскопических и измерительных приборов, позволяющих уточнить предварительные и провести новые границы, значи-тельно дополнить составленные характеристики рельефа, в пол-ной мере используя для этого возможности, которые дает сте-реоскопическое зрение.

О происхождении рельефа прежде всего судят по его внеш-ним — физиономическим — признакам, хорошо знакомым каж-дому опытному геоморфологу. Обычно не представляет большо-го труда опознать на аэрофотоснимках водно-эрозионные и вод-ноаккумулятивные формы (долины, балки, овраги, поймы и над-пойменные террасы, конусы выноса), формы аккумуляции ма-терикового оледенения (конечные морены, моренно-холмистый рельеф, друмлины, озы, камы), горноледниковые формы (кары, трог, конечные, боковые морены), водноледниковые (зандро-вые равнины, конусы выноса), мерзлотные (гидролакколиты, на-леди, бугристый микрорельеф), эоловые (грядовые, ячеистые пески, барханы, дюны), карстовые (воронки, исчезающие реки), биогенные (бугристые торфяники), вулканические (конусы, кра-теры).

Достаточно отчетливо выявляются на аэроснимках форма склонов и детали их микрорельефа, по которым судят о их про-исхождении: обрывистые карнизы и стенки срыва вершин, осып-ные конусы и шлейфы подножий, оползневые цирки со стенками срыва, оползневыми буграми и ступенями, солифлюкционные борозды и бугры, сглаженные и выположенные, изборожденные мелкими ложбинками делювиальные склоны, ребристые стенки водосборных воронок и т. д.

О генезисе склонов и о совершающихся на них в настоящее время процессах судят также по крутизне склонов, которую из-меряют на снимках с помощью специальных угломерных инстру-

ментов. При этом, однако, необходимо учитывать величину вертикальной деформации стереомодели.

Области денудационного рельефа на аэроснимках опознают по многочисленным выходам на поверхность коренных пород, литолого-стратиграфические горизонты которых обычно очень четко выявляются по комплексу признаков: а) окраске пород, передаваемой на черно-белых аэроснимках оттенками серого цвета, на цветных снимках — цветным фоном и его оттенками, б) текстурным признакам и трещинам отдельности, создающим более или менее гладкое фотоизображение, местами как бы шероховатое, богатое мелкими контрастами света и тени, в) формам мезо- и микрорельефа, г) растительности.

На аэроснимках весьма отчетливо выделяются выходы горных пород с неодинаковыми физико-механическими и химическими свойствами, благодаря которым формы рельефа приобретают особые морфологические признаки: сглаженные, мелко расчлененные в районах распространения глинистых сланцев, массивные скалистые, слабо расчлененные в районах распространения известняков и пр.

Петрографически обусловленные (литоморфогенные, по В. П. Мирошниченко, 1946) формы рельефа на местности получают различное морфологическое выражение в зависимости от характера геологического разреза, мощности пород и условий их залегания, образуя систему структурных элементов и форм рельефа. Так, многократное чередование твердых и рыхлых пород (особенно в условиях пустынного и полупустынного климата) отчетливо выявляется на аэроснимках благодаря неравномерному выветриванию, эрозии и денудации. В наголову поставленных слоях образуются пластовые гряды, барьеры, кулуары, в наклонно залегающих слоях — моноклинальные гряды, расчлененные эрозией на ряды пластовых треугольников, трапеций, полуэллипсов, в горизонтальных слоях — пластовые ступени и столовые останцы.

По простиранию структурных форм, направлению и углу падения пластовых (структурных) поверхностей судят об элементах залегания геологических напластований и о геологических структурах, выявляющихся на снимках нередко с большой наглядностью. Таким образом, путем одного только изучения аэрофотоматериалов можно делать существенные выводы о геологическом строении территории, устанавливать тип и характер складчатости, фиксировать разломы земной коры, границы несогласного залегания. Все это позволяет установить ряд общих геоморфологических закономерностей, касающихся взаимоотношения рельефа и геологического строения, констатировать прямые, обращенные или нейтральные формы рельефа, остаточные денудационные поверхности, структурные и аструктурные формы.

Аэроснимки помогают изучению взаимоотношений рельефа не только с древними, сложившимися, подчас очень слабо выраженными структурами, но и с молодыми, образовавшимися в результате новейших и современных тектонических движений. При этом дешифровочными признаками являются детали строения рельефа и всего облика природного ландшафта, прекрасно опознающиеся на снимках даже там, где при наземных наблюдениях местность поражает своим кажущимся однообразием. Например, на Прикаспийской низменности в западной Туркмении очертания гидрографической сети, распространение солончаков и такыров, золовых форм обнаруживают тесную зависимость от новейших движений земной коры, от древних и погребенных геологических структур, выявление которых обычными наземными наблюдениями крайне затруднено. Здесь же соседство разнохарактерных ландшафтов, отграниченных друг от друга четко выраженной границей и отличающихся друг от друга своим рельефом, гидрографической сетью, почвенно-растительным покровом — что прекрасно бывает видно на аэроснимках, — позволяет обнаруживать линии древних и новейших разрывных нарушений.

На аэроснимках нередко хорошо выявляются формы погребенного мезо- и микрорельефа даже тогда, когда они на поверхности совершенно не выражены. Это связано с тем, что в углублениях погребенного рельефа скапливаются грунтовые воды, которые вызывают потемнение почвы, появление более богатой или более влаголюбивой растительности, которая хорошо читается на аэроснимках.

Зависимость растительного покрова от геолого-геоморфологических условий служит основой косвенного геолого-геоморфологического дешифрирования по характеру растительности, опознаваемой на снимках по своей форме и световым свойствам. Для этой цели наиболее пригодны цветные и спектральные аэрофотоснимки.

По аэроснимкам можно установить относительный возраст форм рельефа в тех случаях, когда просматриваются морфологические соотношения между ними. Так, в балках хорошо видны врезавшие в них молодые дождевые овраги, в долинах ясно различимы уровни террас, на междуречьях просматриваются уступы между разновозрастными поверхностями выравнивания. В то же время на аэроснимках легко обнаруживаются случаи плавного сочленения террас главной реки и ее притоков, речных и морских террас, долинных и водораздельных заандров, что позволяет судить об одновозрастности соответствующих элементов и форм рельефа.

Динамику современных рельефообразующих процессов устанавливают по легко дешифрируемым участкам оголенной поверхности почвы, свидетельствующей об интенсивно идущем

процессе денудации или аккумуляции, а также по характеру самого рельефа. Хорошо опознаются скалистые обрывы, места срыва обвалов, камнепадов, осыпные конусы и шлейфы, оголенные массивы перевезаемых сыпучих песков, места свежего намыва речных потоков, веера блужданий, свежие оползни.

Сравнивая аэроснимки разного времени съемки, устанавливают характер происшедших в рельефе изменений и их количественное выражение (насколько вырос овраг, как далеко продвинулась дюна). Если известно время съемки, то легко определяют скорость изменения рельефа (например, роста оврага). Для изучения динамики рельефа особенно ценный материал дает крупномасштабная аэросъемка одной и той же местности, совершаемая периодически с различными интервалами времени в зависимости от существа современных рельефообразующих процессов, их интенсивности и цели исследования.

Осуществляя геоморфологическое дешифрирование, следует помнить, что при этом нельзя действовать механически, применяя одни и те же признаки ко всем районам. Для каждого из них приходится вырабатывать свои признаки, свои приемы дешифрирования, уточнять их в процессе работы с учетом специфики местных геоморфологических и общегеографических условий.

Каждая партия должна составить по своему району таблицу устойчивых признаков дешифрирования всех обозначаемых на карте геоморфологических объектов с приложением аэрофотоизображений этих объектов и с указанием условий производства аэросъемки (время года и суток, состояние погоды), которым соответствуют перечисленные признаки.

Из всего сказанного ясно, что геоморфологическое дешифрирование — это творческий (исследовательский) процесс, требующий серьезной научной квалификации, овладения всем богатством доступных по данному району фактических данных и умения свободно обращаться с аэрофотоматериалами. Успех дела обеспечивается еще и тем, что камеральное дешифрирование обычно дополняется полевым, образуя единый комплекс исследовательских мероприятий, выполняемых в определенной последовательности в соответствии с общим распорядком работы экспедиции¹.

Использование аэрофотоматериалов в разные этапы геоморфологических исследований

Подготовительный этап. При подготовке к полевым геоморфологическим исследованиям проводят предварительное камеральное дешифрирование аэрофотоснимков. Результаты дешиф-

¹ В последующих главах этой книги геоморфологические дешифровочные признаки рассматриваются более подробно. См. также специальные пособия по геолого-геоморфологическому дешифрированию.

рирования используют при изучении района, составлении предварительной геоморфологической карты и проекта полевых работ.

Изучение района по аэрофотоматериалам позволяет составить более полное и правильное представление о его рельефе, гидрографической сети и растительном покрове, о его проходимости, обнаженности, наличии в нем тех или иных геолого-геоморфологических объектов (обнажений и пр.). Все это дает возможность наметить маршруты для наземных исследований более обоснованно, выбрать участки (ключи) для детальной наземной съемки, разработать график проведения полевых работ.

Контуры отдешифрированных геоморфологических объектов закрепляют на аэроснимках и фотосхеме. Результаты дешифрирования вместе с материалами изучения литературных и картографических источников используют для построения предварительной геоморфологической карты, которую берут с собой в поле. Одновременно дешифрируют основные топографические объекты (гидрографическую сеть, дороги, населенные пункты), выделение которых на снимках необходимо для ориентировки, особенно при последующей работе в поле. На оборотной стороне контактных отпечатков подписывают названия населенных пунктов, рек, абсолютные высоты геодезических опорных точек.

Полевой этап. Предварительно изученные и отдешифрированные аэрофотоматериалы позволяют сократить продолжительность рекогносцировочных маршрутов, ограничившись более общими наблюдениями, достаточными, чтобы внести коррективы в составленный план проведения полевых работ.

Полевую съемку совершают с предварительно отдешифрированными аэрофотоматериалами (контактными отпечатками при детальной крупномасштабной съемке или фотосхемой), а также с предварительной геоморфологической картой на топографической основе, внося в них по данным непосредственных наблюдений необходимые исправления и дополнения. Чтобы не путать основной нагрузки, на оборотной (чистой) стороне аэрофотоматериалов напоят пункты наблюдений, заложенных буровых скважин с их номерами и географические названия выделенных объектов.

В это же время проводят полевое дешифрирование, которое осуществляют путем сличения непосредственно наблюдаемых геоморфологических объектов и их изображения на аэрофотоснимках. Особенно подробно дешифрируют аэрофотоснимки на контрольных участках (ключях). На их примере отрабатывают дешифровочные признаки, которые затем используют при окончательном дешифрировании материалов аэрофотосъемки на всей изучаемой площади.

При сплошной детальной съемке наличие аэрофотоматериалов не исключает необходимости проведения повсеместных по-

левых паблюдений. В этом случае затрата времени на полевые работы не становится меньше, зато качество работы неизмеримо повышается, особенно в отношении точности проведения границ и фиксации важных деталей, которые без аэрофотоматериалов легко оказались бы упущенными.

Точки стояния, местоположение геоморфологических объектов и границ на аэрофотоснимках устанавливают по опознаваемым местным предметам, что очень облегчается благодаря детальности аэрофотоизображения, превосходящего в этом отношении обычные топографические карты. Наиболее просто эта задача решается в тех случаях, когда выделяемые на аэроснимке точки или линии (границы) непосредственно приурочены к имеющимся на нем многочисленным контурам (контурным точкам). Если искомый пункт непосредственно не может быть найден на аэроснимке, то его местоположение определяют относительно окружающих контурных точек, используя глазомерный или инструментальный способы (в зависимости от требуемой точности съемки).

В поле аэрофотоснимки ориентируют по местным предметам или по сторонам горизонта. Обычно аэросъемочные маршруты располагаются строго по параллелям, так что боковые рамки снимков совпадают с направлением географических меридианов. При значительных отклонениях линии меридианов на снимках проводят в поле с помощью буссоли или же в камеральных условиях по карте, фотосхеме или фотоплану с нанесенными на них рамками трапеции.

По возвращении с каждого полевого маршрута снимки вновь просматривают под стереоскопом одновременно с полевой обработкой дневников и собранных образцов. При этом на основе выявленных признаков дешифрирования вдоль пройденного маршрута составляют более или менее широкую полосу карты, которую с контактных отпечатков переносят на фотосхему и полевую геоморфологическую карту на топографической основе, закрепляя контуры тушью. Одновременно на фотосхеме и топооснове закрепляют тушью маршрут следования, точки наблюдения и др.

Камеральный этап. В камеральное время осуществляют окончательное дешифрирование аэрофотоматериалов. При этом используют полевые карты, материалы полевого дешифрирования, уточненные и заново установленные дешифровочные признаки. Одновременно фотограмметрическими способами определяют недостающие количественные показатели (относительные высоты, крутизну склонов, элементы залегания пород и пр.). На основании полевой карты и полностью отдешифрированных аэрофотоматериалов составляют окончательную геоморфологическую карту или серию карт отчетного масштаба.

Фототеодолит — инструмент, в котором сочетаются функции фотоаппарата и теодолита. Он позволяет получать снимки, пригодные для точного определения по ним пространственного положения точек на местности.

В основе фототеодолитного метода определения пространственного положения точек лежит принцип прямой стереофотограмметрической засечки. Один и тот же объект фотографируют с помощью фототеодолита с двух точек базиса. Тогда, зная элементы внутреннего и внешнего ориентирования и измерив координаты и параллаксы точек на снимках, можно найти пространственные координаты этих точек.

Существует особый прибор (стереоавтограф), позволяющий графико-механическим путем решать уравнения математической зависимости между пространственными координатами точек местности и координатами их перспективных изображений. На этом приборе план местности автоматически вычерчивается в определенном масштабе, для чего необходимо иметь на каждом снимке изображение не менее трех-четырех контрольных геодезических пунктов.

Исходя из назначения работы, точности и масштаба съемки, выбирают длину базиса фотографирования и надлежащее расстояние от соответствующих объектов. При заданном расстоянии увеличивать длину базиса сверх известного предела нельзя, так как будет нарушено стереоскопическое восприятие изображения и затруднено отождествление точек на приборах. Кроме того, при увеличении базиса сокращается площадь перекрытия снимков, на которой только и возможна вся последующая обработка материалов. Наиболее благоприятные результаты получаются, когда отношение длины базиса к расстоянию до объекта следующее: отвесные скалы от 1:5 до 1:10; горный рельеф от 1:10 до 1:20; холмистый и плоскоравнинный рельеф (при расположении базиса возможно выше над объектом) от 1:15 до 1:30.

В отличие от плановых аэроснимков с самолета рельеф на снимках, полученных при помощи фототеодолита, представлен в более привычном для наблюдателя виде и в более крупном масштабе, что является несомненным достоинством метода наземной стереофотограмметрии. Этот метод особенно пригоден для детального изучения и картографирования рельефа, обладающего большими размахами высот и крутыми склонами, т. е. таких объектов, которые труднодоступны или вовсе недоступны для непосредственных наземных исследований (высокогорья, ледники, большие обрывы, осыпи).

При стереоскопическом просмотре снимков можно дать подробную характеристику форм, элементов рельефа, привести для

них детальные морфометрические показатели. Так, по снимкам нетрудно установить террасированность речных долин, определить высоту террас, установить по известным морфологическим признакам положение современной или древней снеговой линии в горах и определить ее высоту, установить и охарактеризовать формы ледниковой аккумуляции с определением для них любых количественных показателей.

Одновременно с изучением рельефа по снимкам все выделенные геоморфологические объекты наносят на топографическую основу, осуществляя, таким образом, в камеральных условиях построение весьма точной геоморфологической карты исследуемой территории (Зайтов и др., 1957). Чтобы материалы стереофотограмметрической съемки полнее удовлетворяли требованиям геоморфологов, рельеф на снимках должен быть геоморфологически зафиксирован наиболее удачно во всех своих характерных особенностях, выявление которых диктуется научными и практическими задачами проводимых исследований. Этого можно достигнуть только при условии, если стереофотограмметристы будут работать в тесном содружестве с геоморфологами, пользоваться их консультацией при рекогносцировке базисов, выборе объектов фотографирования.

Перед тем как проводить фототеодолитную съемку геоморфологического назначения, полезно провести серию рекогносцировочных маршрутов, чтобы познакомиться с районом и рациональнее организовать все последующие полевые работы как стереофотограмметрические, так и собственно геоморфологические.

Рабочие маршруты геоморфолог осуществляет так, чтобы собираемые при этом материалы дополняли материалы фототеодолитной съемки. Как и при использовании материалов аэрофотосъемки, полевые рабочие маршруты могут быть уплотнены на ключевых участках, между которыми прокладываются только отдельные маршрутные пересечения для связи между ними и сбора необходимых материалов.

Путем повторной стереофотограмметрической съемки можно с большой точностью изучать динамику рельефа (рост оврагов, движения оползней, дюн, развитие береговой линии). Повторную съемку производят обычно с возможно более полным наблюдением условий первой съемки, т. е. с тех же самых точек и при той же ориентировке оптических осей фототеодолита¹. О произошедших изменениях судят путем сравнения пространственных координат одних и тех же объектов, например бровки осыпного или оползневого склона, вершины растущего оврага, отдельных глыб движущейся осыпи или каменного потока. Очень наглядное представление о динамике рельефа создается при

¹ Повторную съемку можно делать и с других точек, положение которых относительно прежних должно быть определено.

сравнении точных планов изучаемых объектов, вычерченных на стереоавтографе с изображением форм рельефа горизонталями. Если план, полученный по данным повторной съемки, вычертить на восковке и затем наложить его на план первой съемки, совместив оба плана по неподвижным точкам, то, сравнивая их, легко установить характер и величину происшедших в рельефе изменений. Можно также оба плана вычертить на одном листе, но разным цветом, аккуратно совместив их с помощью стереоавтографа по неподвижным (опорным) точкам.

Интервал между повторными съемками (многолетний, годичный, сезонный), а также их масштаб устанавливают в зависимости от темпа развития данного объекта и детальности изучения его динамики, определяемой, в свою очередь, назначением работ. Высокая точность, с которой фиксируются любые объекты на стереофото снимках, позволяет изучать их динамику с такой детальностью и полнотой охвата всех происходящих на местности изменений, которые невозможно или очень трудно уловить другими методами.

При изучении динамики явлений большое значение приобретает правильный выбор не только размеров и местоположения базиса, но также его ориентировки относительно направления преобладающего перемещения данного объекта. Так, при определении поверхностных скоростей движения ледника съемочный базис располагают параллельно их оси, а повторную съемку делают лишь с одной точки. Тогда при просмотре в стереоскопатор двух снимков, полученных в разное время с одной и той же точки (так называемая съемка с нулевого базиса), неподвижные объекты полностью совпадут и будут видны как плоские изображения, а движущиеся (камни, пересечения и углы трещин, кучи земли или щебня, ледяные гребешки) — видны пространственно. Горизонтальные сдвиги точек на снимке можно измерить и по ним определить истинную величину смещения каждой точки.

ГЛАВА 4

ФИКСАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Результаты полевых наблюдений фиксируют сразу или после первичной обработки в виде описания, количественных показателей, карт и прочих графических документов (профилей, рисунков, фотографий, диаграмм).

ПОЛЕВОЙ ДНЕВНИК

Основной фактический материал полевых наблюдений фиксируют в полевом дневнике, правая страница которого отводится под описательные (словесные) характеристики, левая — под зарисовки, профили, а также возможные дополнения и исправления к составленным прежде описаниям. Записи делают непосредственно у изучаемых объектов, по маршруту, причем каждый важный объект или часть маршрута описывают под особым порядковым номером в наиболее выгодных пунктах наблюдений, для которых указывают точный адрес относительно местных предметов. Нумерация пунктов наблюдений дается общая на весь полевой сезон. В начале каждого дневного маршрута указывают дату и место отправления.

Описания фактов должны быть объективными и точными, краткими и в то же время полными, исчерпывающими. Стремясь к полноте сбора фактического материала, нельзя, однако, перегружать полевой дневник фиксацией таких наблюдений, которые заведомо не будут использованы при составлении отчета. Необходим отбор фактов с подразделением их на основные и второстепенные, что можно осуществить только при условии, если полевые наблюдения проводятся сознательно в соответствии с задачами, поставленными перед экспедицией. Поэтому на каждый полевой маршрут рекомендуется ставить конкретные вопросы, а каждый наблюдаемый факт или группа фактов должны быть истолкованы хотя бы предварительно.

По мере накопления фактического материала вырабатывают рабочие гипотезы, которые постоянно проверяют и в случае необходимости разрабатывают заново. При этом может возникнуть потребность повторного посещения некоторых мест, дополнительного исследования отдельных объектов, что нетрудно осуществить, если экспедиция еще не вышла из своего района. Предварительные обобщения, которые складываются у исследователя непосредственно в поле, обязательно фиксируют в полевом дневнике, так чтобы описания фактов в нем были четко ограничены от выводов.

По возвращении с полевого маршрута обрабатывают геологические сборы, уточняют и дополняют описания обнажений,

геоморфологических объектов, составляют сводную характеристику пройденного за день маршрута с подведением предварительных итогов сделанных наблюдений.

Полевые маршруты, пункты наблюдений за своими номерами (в том числе обнажения), линии профилей, заложенные буровые скважины, шурфы систематически наносят на карту фактического материала.

Профили. С большой наглядностью, точностью и объективностью геоморфологическое строение местности передается на профилях, к составлению которых во время полевой работы следует прибегать возможно чаще. Геоморфологическое профилирование должно быть одним из основных методов полевых геоморфологических исследований и, в частности, одним из методов фиксации результатов полевых наблюдений, а в дальнейшем, во время камеральной обработки материалов — одним из методов их обобщения.

Простейший профиль, состоящий из одной кривой, передает лишь внешние, морфографические и морфометрические особенности рельефа. При помощи системы таких профилей, составленных в определенных горизонтальном и вертикальном масштабах и перескающих формы рельефа в поперечном и продольном направлениях, можно дать более полное представление об изучаемом рельефе, чем при помощи объемистого словесного описания.

В полевых условиях в дневнике вычерчивают профили наблюдаемых по маршруту отдельных форм рельефа: оврагов, балок, речных долин, водоразделов, холмов, стремясь передать все характерные для них детали (бровки, террасы, асимметрию). Расстояния между точками линии профиля в поле определяют по крупномасштабной топографической карте или аэрофотоснимкам, а превышения находят по карте или же с помощью anerоида-высотомера. Во время обработки полевого дневника профили перечерчивают в определенных горизонтальном и вертикальном масштабах. При детальной съемке опорные профили получают инструментально геодезическим нивелированием, причем в условиях равнинного и холмистого рельефа для этих целей пригоден нивелир-автомат. Топографический профиль может быть получен также по аэрофотоматериалам.

Каждый топографический профиль следует обогатить геологическим содержанием, чтобы на нем были видны не только формы рельефа, но и их геологическое строение. Поэтому при заложении профиля стремятся выбрать такое место, которое было бы типично в геоморфологическом отношении и в то же время было бы обеспечено естественными или искусственными обнажениями. В случае необходимости в таких местах закладывают буровые скважины или горные выработки.

На профиле принятыми условными знаками изображают петрографический тип пород, состав, происхождение и возраст от-

дельных горизонтов четвертичного покрова. Совокупность таких профилей, приобретающих характер геологических разрезов, составляет весьма важный элемент фактического материала по району исследований, анализ которого позволяет сделать многие существенные выводы. На основании этих частных профилей в камеральных условиях составляют сводные геолого-геоморфологические профили.

Зарисовки и фотографии. С помощью зарисовок можно наглядно передать характерные особенности геоморфологических объектов с выделением главного, типичного, что нередко пропадает на photographиях, особенно когда эти объекты не обладают достаточно выразительными внешними чертами (например, холмисто-моренный рельеф, речные долины с слабо выраженными террасами) или когда для получения хорошей фотографии отсутствуют подходящие условия (например, надлежащее освещение). Поэтому каждый полевой исследователь-геоморфолог должен научиться делать зарисовки местности, изображая на них не только рельеф, но также выходы горных пород, элементы растительного покрова, отбирая и подчеркивая все то, что указывает на связи между рельефом и геологическим строением, между рельефом и различными компонентами ландшафта.

Зарисовку начинают с составления схемы, на которой несколькими простыми линиями, сильно обобщая, показывают основные объекты местности так, чтобы были правильно схвачены их общая форма, величина и расположение относительно друг друга. Соотношения между изображаемыми предметами по величине определяют с помощью карандаша, держа его перед собой в вытянутой руке. Убедившись в том, что схема составлена правильно и скомпонована удачно, приступают к вырисовыванию контуров изображаемых объектов, а затем и к отработке деталей.

По исполнению различают рисунки: контурные с изображением объектов одними контурами без выделения освещенных и затененных мест, штриховые с передачей света и тени при помощи штрихов и тоновые, на которых игра света и тени передается оттенками какого-нибудь одного (обычно серого) цвета. В экспедиционных условиях лучше всего делать контурные и штриховые зарисовки, которые для своего исполнения не требуют много времени и в то же время при весьма скупом, но умелом наложении контурных и штриховых линий позволяют изобразить рельеф достаточно выразительно и полно: передать характер эрозионного расчленения, форму склонов, террасированность поверхности.

Особое место занимают зарисовки обнажений, горных выработок (шурфов, канав), на которых в определенном масштабе показывают пласты выступающих горных пород, характер кон-

тактов между ними, переходы в направлении простираения, условия залегания пластов, соотношение между выходящими в обнажении породами и формами рельефа (например, выходы скальных пород в структурно-денудационных террасах, делювиальные шлейфы у подножий склонов, прислонение террасового аллювия к коренному берегу).

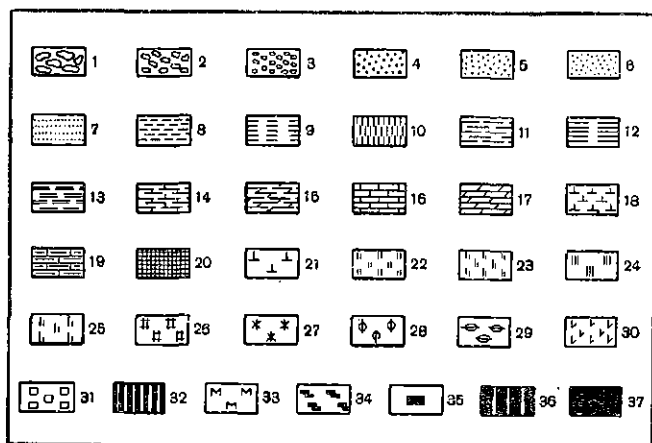


Рис. 2. Условные обозначения основных литологических типов терригенных и химико-биогенных пород (по Л. Б. Рухину, с сокращениями):

1 — валунистики; 2 — галечники; 3 — гравийники; 4 — крупнозернистые пески; 5 — среднезернистые пески; 6 — мелкозернистые пески; 7 — слоистые пески; 8 — алевриты; 9 — алевриты неслоистые; 10 — ил; 11 — глины слоистые; 12 — глины неслоистые; 13 — глины ленточные; 14 — глины известковистые; 15 — глины доломитистые; 16 — известняки; 17 — доломиты; 18 — известняковые туфы; 19 — мергели (известняки сильно глинистые); 20 — мел и мелоподобные породы; 21 — известковистость; 22 — кремни; 23 — диатомиты; 24 — опоки; 25 — трепасы; 26 — бурые железняки; 27 — железистость; 28 — фосфориты желваковые; 29 — фосфориты впазовые; 30 — гипсы; 31 — каменная соль; 32 — бокситы; 33 — марганцовые породы; 34 — торф; 35 — углистость; 36 — бурый уголь; 37 — каменный уголь.

Примечание: породы смешанных типов изображают путем сочетания основных условных обозначений.

Литологический тип пород можно показать принятыми штриховыми условными знаками (рис. 2). Однако такой способ не позволяет передать важные текстурные и структурные особенности отложений. Поэтому зарисовку хотя бы некоторых опорных разрезов рекомендуется делать так, чтобы названные особенности были показаны в полном соответствии с действительностью (рис. 3).

После старательной расчистки обнажения и анализа структурных и текстурных особенностей отложений приступают к детальной зарисовке подготовленного разреза. Лучше всего рисо-

вать на миллиметровой бумаге, чтобы соблюсти избранный масштаб и отметить все детали. Если обнажение большое, то необходимо сначала разграфить его поверхность на сеть равновеликих квадратов, а потом приступать к зарисовке. Одноцветную зарисовку (черным цветом) делают путем нанесения сети точек

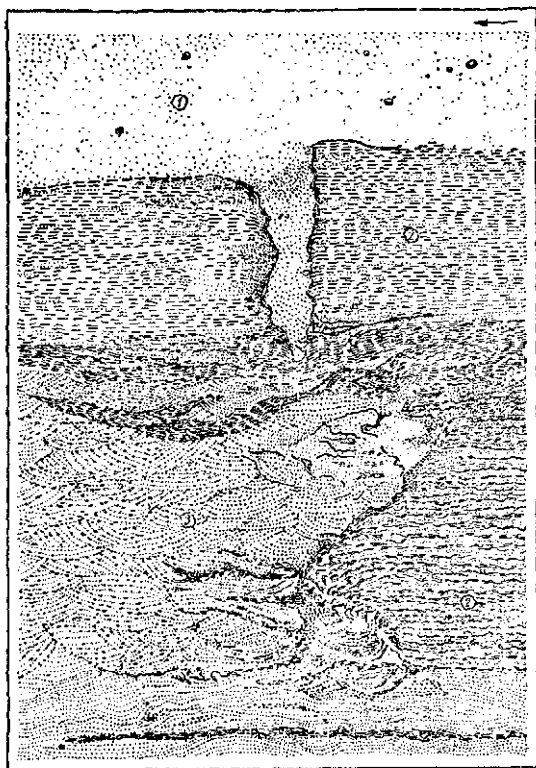


Рис. 3. Ритмично слоистые отложения (по Я. Дылику):

- 1 — бесструктурные покровные пески с галькой;
2 — сугиллок; 3 — слоистый речной песок

можно сделать и некоторые дополнительные геоморфологические наблюдения, по каким-либо причинам не зафиксированные в поле.

Одну и ту же местность рекомендуется фотографировать в разных планах: общем (например, холмистый, овражно-балочный, высокогорный рельеф), среднем (речная долина, часть водораздела, горного хребта) и крупном (овраг, уступ речной террасы, коренной склон долины, карстовая воронка). Желательно, чтобы одни и те же формы рельефа были сфотографированы и

и штрихов разной величины и плотности, стараясь передать все подробности текстуры и структуры оригинала. На рисунке ставят цифры или буквенные индексы, под которыми соответствующие части разреза описывают в дневнике. Цветным фоном можно изобразить окраску пород, ее резкие или постепенные изменения внутри одного слоя или от слоя к слою.

Простейшие зарисовки выполняют на левой странице полевой записной книжки. Для более сложных и крупных рисунков рекомендуется иметь специальный альбом.

Фотографии обычно используют в качестве иллюстраций к текстовой части отчета, хотя по ним

в разных планах, и с разных сторон, что позволит наиболее полно передать характерные особенности изучаемых объектов.

Применяя короткофокусные (широкоугольные) объективы, добиваются более значительного охвата местности за счет сокращения масштаба изображения и, наоборот, при помощи длиннофокусных объективов (телеобъективов) с того же пункта фотосъемки получают изображение в более крупном масштабе, как бы приближенное к наблюдателю, что очень важно при изучении отдельных труднодоступных объектов (например, в горах).

Для фотографирования в общем и среднем плане используют все подходящие господствующие точки местности (вершины гор или холмов, бровки высоких крутых склонов). Общий характер рельефа и всего изучаемого ландшафта прекрасно передается на перспективных фотоснимках, получаемых при производстве аэровизуальных наблюдений, чему способствует возможность выбрать любую точку зрения на фотографируемые объекты, любое направление и высоту съемки.

Обнажения фотографируют также в разных планах, стараясь запечатлеть литологические особенности пород (слоистость, размеры и форму обломков и пр.), характер их залегания и контактов между ними. Чтобы можно было наглядно судить о масштабе фотоизображения (особенно в крупном плане, например при фотографировании обнажений), в поле зрения помещают человеческую фигуру, геологический молоток, измерительную линейку.

Проявление фотопленок и получение с них первоначально хотя бы контактных отпечатков осуществляют по возможности тут же в поле, проверяя по ним качество фотографирования, выясняя необходимость повторной или дополнительной съемки, уточняя в полевой книжке записи к сделанным снимкам.

ГРАФИЧЕСКИЕ СПОСОБЫ ИЗОБРАЖЕНИЯ СТАТИСТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

При полевых наблюдениях и во время камеральной обработки фактического материала в распоряжение геоморфологов поступают количественные данные по морфометрии рельефа, условиям залегания горных пород, по вещественному и гранулометрическому составу рыхлых толщ и пр. Необходимо осуществлять массовый сбор таких данных, чтобы их можно было подвергнуть статистической обработке, позволяющей значительно обогатить результаты проведенных геоморфологических исследований.

Первичные статистические материалы сводят в таблицы, в которых отмечают распределение совокупности полученных данных по определенным группам в зависимости от принятых показателей. На основании таблиц составляют различного рода гра-

фики (диаграммы, кривые), которые дают наглядное представление о результатах проведенного статистического изучения.

Кривые распределения. При обработке статистических данных выделяют совокупности однородных (т. е. обладающих качественной общностью) величин или элементов. Сюда относятся, например, совокупности величин, характеризующих форму и размеры зерен в обломочных породах, форму и размеры неровностей земной поверхности. Каждую такую совокупность делят на ряд групп или классов со свойственными им значениями признака, или вариантами.

Варианты характеризуются определенной частотой, т. е. абсолютной численностью группы (класса) или его относительной численностью (по отношению к сумме численности всех групп или классов). Распределение признака внутри данной совокупности называют вариационным рядом. Таким образом, вариационный ряд показывает частоту, т. е. абсолютное или относительное количество элементов совокупности при определенных значениях признака, или вариантах.

Вариация признака может быть прерывистой (дискретной) и непрерывной. Вариация дискретна, если значения признака у двух элементов совокупности совпадают либо отличаются друг от друга не менее чем на определенную величину. Вариация непрерывна, если значение признака у двух элементов совокупности отличаются друг от друга на любую малую величину (например, величина зерен в обломочных породах).

Непрерывную вариацию можно представить в виде ряда частот, из которых каждая относится не к определенному точному значению признака, а к интервалу его изменения. В таком случае говорят о групповых, или классовых, вариантах.

В вариационном ряду каждому значению признака (или каждому интервалу) соответствует определенная частота. Эту связь можно изобразить графически в прямоугольной системе координат. По горизонтальной оси откладывают значения признака, а по вертикальной — его частоты. Горизонтальная ось графика с нанесенными на ней делениями называется шкалой. Шкалы бывают равномерные, если равным числовым интервалам соответствуют равные отрезки шкалы, и неравномерные, когда равным числовым интервалам соответствуют неодинаковые отрезки шкалы. Очень часто употребляют логарифмическую неравномерную шкалу, у которой расстояния от ее начала до точек пропорциональны не самим числам, а их логарифмам. Такая шкала удобна, когда графически изображают данные, резко отличающиеся по абсолютной величине. Так, при построении графика гранулометрического состава с укрупнением зерен приходится сильно увеличивать интервалы (разности конечных размеров) выделяемых фракций. Для их изображения берут логарифмическую шкалу, и в этом случае график называется полу-

логарифмическим. Если же логарифмы величин откладываются и по горизонтальной, и по вертикальной оси, то график называется логарифмическим.

Графики распределения частот по отдельным интервалам изменения признака называются графиками *дифференциального распределения* или *гистограммами*. Они имеют вид столбиков, у которых основание соответствует интервалу изменения призна-

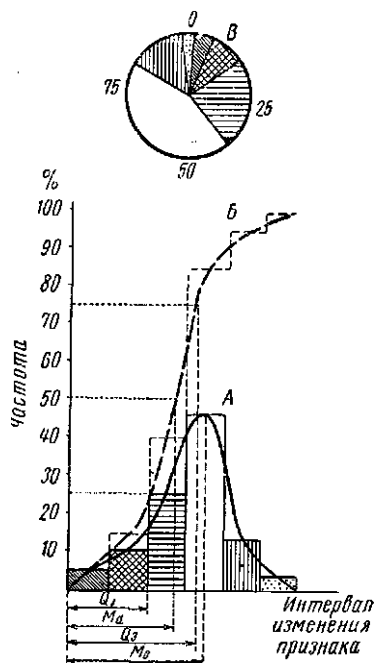


Рис. 4. Различные виды графических изображений. А — гистограмма; Б — кумулятивная кривая; В — циклограмма; Q_1 и Q_3 — первая и третья кватили; M_a — медиана; M_o — мода; Γ — различные виды кривых распределения

ка, а высота — его частоте. Через вершины столбиков можно провести плавную кривую дифференциального распределения (рис. 4, А).

Если по вертикали откладывать не отдельные частоты, а их сумму от ее минимального значения до величины при каждом последующем интервале, получится восходящая ступенчатая линия или плавная кривая, которую называют графиком *интегрального распределения* или *кумулятивной кривой* (рис. 4, Б).

Форма кривой распределения позволяет судить о характере изучаемой совокупности. Дифференциальные кривые бывают: плавные без резко выраженной вершины; с одной четко очерченной вершиной, расположенной симметрично или же смещенной к началу или к концу графика; с двумя вершинами (рис. 4, Г). Одновершинные кривые свидетельствуют об однородности распределения, тогда как наличие у кривой двух и более вершин го-

ворит о том, что они охватывают не одну, а две и более различных совокупностей.

Однородную совокупность характеризуют следующие показатели:

1. *Средняя арифметическая* (M_a). Для определения средней арифметической каких-либо величин $x_1, x_2, \dots, x_n$, входящих в данную совокупность, сумму этих величин делят на их число n :

$$M_a = \frac{x_1 + x_2 + \dots + x_n}{n} = \frac{\sum x}{n}.$$

Если каждый член совокупности встречается в ней несколько раз, то определяют взвешенную среднюю арифметическую. Для этого служит формула

$$M_a = \frac{n_1 x_1 + n_2 x_2 + \dots + n_m x_m}{n_1 + n_2 + \dots + n_m} = \frac{\sum nx}{\sum n},$$

где $x_1, x_2, \dots, x_m$ — члены данной совокупности, $n_1, n_2, \dots, n_m$ — частота их нахождения.

В практике геолого-геоморфологических исследований приходится определять взвешенную среднюю арифметическую окатанности галек и других количественных показателей форм рельефа и отложений.

2. *Мода* (M_o). Модой данной совокупности называют значение признака с наибольшей частотой, т. е. наиболее часто встречающееся значение признака. На кривой дифференциального распределения эта величина равна абсциссе, соответствующей наибольшей ординате данной кривой (см. рис. 4).

3. *Медиана* (M_d). Медианой называют значение признака, который делит данную совокупность на две равные части. Графически эту величину находят по кумулятивной кривой, проводя горизонтальную линию через деление ординаты, равной 50%. Абсцисса точки пересечения этой линии с кумулятивной кривой и есть медиана (см. рис. 4).

4. *Среднее отклонение*. Этот показатель характеризует степень однообразия данной совокупности. Аналогичное значение имеет коэффициент сортировки, который часто определяют по формуле $S_o = \sqrt{\frac{Q_3 - Q_1}{Q_1}}$, где Q_1 и Q_3 — соответственно первая и третья квартили, значение которых находят по кумулятивной кривой. Для этого на графике через деления 25% и 75% на ординате проводят параллельные линии. Абсциссы их пересечения с кривой и есть искомые величины первой и третьей квартилей. Коэффициент сортировки для положительных величин всегда больше единицы, и чем он сильнее отклоняется от единицы, тем менее однообразна (менее сортирована) соответствующая совокупность.

Для характеристики состава сложных совокупностей, состоящих из качественно разнородных компонентов (например, петрографического или минерального состава обломочных отложений), применяют столбиковые и круговые диаграммы (рис. 4, В).

Для изображения результатов статистического изучения условий залегания горных пород, пространственной ориентировки форм и элементов рельефа используют полярные диаграммы и диаграммы-розы.

Полярные диаграммы позволяют показать азимут и угол падения пластов, косых слойков и склонов. Они имеют вид круга, внутри которого проведены концентрические окружности, соответствующие углам падения названных объектов. Круг пересекают радиусы, указывающие азимут падения от 0 до 360°. Каждый замер изображается в виде точки по двум ее координатам — углу и азимуту падения. По группировке точек судят о закономерностях ориентировки и величине падения изучаемых объектов (см. рис. 42).

Диаграммы-розы показывают частоту ориентировки изучаемого объекта, например трещин, тальвегов эрозионных форм и пр. Их строят следующим образом. Проводят концентрические окружности, отвечающие частотам ориентировки объектов в процентах, и серию радиусов-векторов, причем направление последних соответствует среднему азимуту выбранного интервала. Так, при интервале 15° проводят радиусы-векторы через 7,5°, 22,5°, 37,5° и т. д.; при интервале 10° — соответственно 5°, 15°, 25° и т. д. На каждом радиусе-векторе точкой отмечают количество замеров азимута внутри данного интервала в процентах. Точки соединяют линиями и, таким образом, получают диаграмму-розу, на которой наглядно выявляется преобладающая ориентировка изучаемых объектов (см. рис. 41).

При геолого-геоморфологических исследованиях применяют и другие графические способы изображения результатов исследований. Некоторые из них рассматриваются в последующих главах этой книги.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ

Геоморфологические разрезы строят как дополнение к геоморфологической карте на основе геологического разреза, но с выделением элементов, представляющих специальный геоморфологический интерес. Если геоморфологическая карта характеризует преимущественно рельеф дневной поверхности Земли, то геоморфологический разрез должен дополнительно давать представление о формах рельефа древних поверхностей, погребенных на разных глубинах под толщами геологических напластований. Изучая такой разрез, можно установить, как развивался рельеф на протяжении геологической истории, в каком отноше-

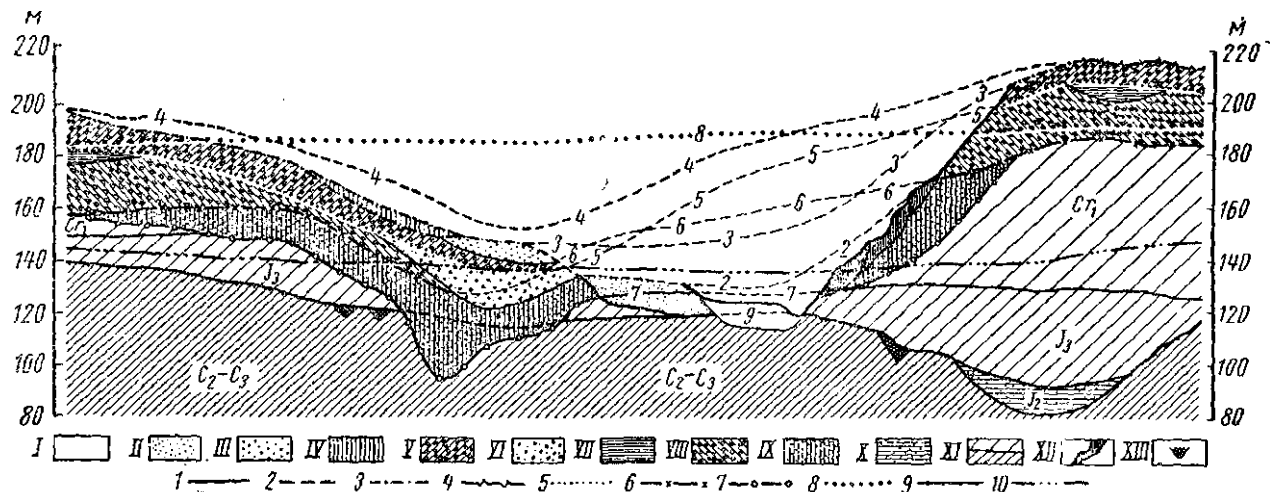


Рис. 5. Геоморфологический разрез:

I — современный аллювий; II — аллювий 1-й надпойменной террасы; III — аллювий 2-й надпойменной террасы; IV — делювий; V — морена последней (второй) ледниковой эпохи; VI — флювиогляциальные отложения; VII — межледниковые озерные отложения; VIII — морена первой ледниковой эпохи; IX — предледниковые флювиогляциальные и доледниковые аллювиальные отложения; X — среднеюрские озерно-аллювиальные отложения; XI — мезозойские и каменноугольные морские отложения; XII — оползни; XIII — карстовые воронки;

1 — эрозионный и речной аккумулятивный рельеф времени формирования поймы; 2 — то же, 1-й надпойменной террасы; 3 — то же, 2-й надпойменной террасы; 4 — ледниково-аккумулятивный рельеф последней (второй) ледниковой эпохи; 5 — межледниковый эрозионный рельеф, обработанный ледником; 6 — доледниковый эрозионный рельеф, эродированный ледником; 7 — рельеф пред- и доледникового размыва; 8 — гипотетический морской аккумулятивный меловой рельеф; 9 — средисюрский эрозионно-денудационный рельеф, абрадируемый перхнеюрским морем; 10 — гипотетический морской аккумулятивный каменноугольный рельеф

нии находятся формы современного рельефа к древним погребенным.

На геоморфологическом разрезе изображают (рис. 5):

1) профиль современного рельефа. Он должен быть тщательно обработан, чтобы вполне отражать, насколько, конечно, позволяет масштаб, все характерные особенности рельефа; форму водоразделов, склонов, террасы, различного рода перегибы поверхности и т. д.;

2) профили погребенных поверхностей денудации (размыва) и аккумуляции также со всеми присущими им формами;

3) гипотетические профили полностью или частично размываемых форм древнего рельефа, которые восстанавливаются по данным геолого-геоморфологического анализа;

4) перекрывающие и подстилающие породы.

Линии профилей делают утолщенными (сплошными, пунктирными) разного цвета в зависимости от происхождения и возраста рельефа, так как это показано на геоморфологической карте¹. Цветным фоном обозначают генезис прорезаемых или заполняющих отложений, индексами — их возраст, а разнообразной штриховкой — литологический тип пород. Пунктиром на разрезах можно провести гипотетические («воздушные») продолжения профилей там, где соответствующие формы рельефа были размывы.

Показ этих профилей позволяет судить об этапах развития рельефа и степени его эрозионно-денудационной переработки по отношению к первоначальным формам земной поверхности.

Геоморфологические разрезы могут составляться как для строго определенных линий (направлений), так и сводные для районов. Сводные разрезы аналогичны сводным стратиграфическим колонкам. На них проводят профили с обобщением данных по тому или иному району, совокупным обозначением всего того, что порознь и неполно изображается на отдельных конкретных разрезах.

Отражая результаты общего геоморфологического анализа территории, а также историю формирования ее рельефа, подобные разрезы находят применение при решении ряда практических вопросов (при гидротехнических изысканиях, поисках россыпных месторождений полезных ископаемых и т. д.).

¹ Линию профиля современного (дневного) рельефа можно дополнить блок-диаграммой изображением прилегающей полосы местности с расцветкой элементов и форм рельефа согласно геоморфологической карте, что делает профиль более наглядным.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

Карта имеет очень большое значение для научного познания территории. Она наглядно отражает картину размещения пространственных связей и группировок многообразных явлений на земной поверхности. В этом отношении с нею не может сравниться никакое литературное описание. Поэтому карта является не только дополнением к тексту, но и равноправным самостоятельным средством исследования, незаменимым орудием познания и практической деятельности на каждом этапе изучения, освоения и видоизменения человеком земной поверхности.

Эти общие особенности картографического изображения свойственны и геоморфологической карте, которая в настоящее время широко применяется для решения самых различных теоретических и народнохозяйственных задач. Значение геоморфологического картографирования особенно велико в геологических исследованиях, где оно способствует успешному осуществлению комплексной геологической съемки нашей страны, поискам и разведке полезных ископаемых.

Содержание геоморфологической карты вытекает из содержания геоморфологии как науки. Известно, что геоморфология изучает внешний (физиономический) облик, происхождение и развитие рельефа. Эти его особенности вместе или порознь могут быть положены в основу построения различных типов геоморфологических карт, но существенно важен для всех этих карт генетический подход к рельефу. Таким образом, термин «геоморфологическая карта», понимаемый в широком смысле, — собирательный. Он объединяет несколько типов карт, отличающихся друг от друга по содержанию, а также способам изображения картографируемых объектов. Такое же собирательное значение имеет и термин «геологическая карта», так как существуют различные виды карт, характеризующие геологическое строение территории по разным признакам и разными способами.

ТИПЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

В общей картографической классификации геоморфологические карты рассматриваются как специальные. В свою очередь, они отличаются самыми разнообразными признаками, из которых основными являются: содержание, назначение и масштаб карт. В этом отношении типология геоморфологических карт во многом совпадает с типологией геоморфологических исследований (см. гл. 1).

По содержанию карты классифицируют прежде всего с учетом степени охвата различных геоморфологических показателей.

С этой точки зрения геоморфологические карты разделяются на частные и общие.

Частные геоморфологические карты составляют на основе частных показателей (характеристик), относящихся только к морфографии, морфометрии, геологическому строению, происхождению или возрасту рельефа. В соответствии с этим могут быть частные карты: морфографические, морфометрические, карты отдельных категорий форм рельефа, карты генетических типов рельефа, возраста рельефа.

Общие геоморфологические карты дают характеристику рельефа по совокупности частных показателей, из которых важнейшими являются: морфография, морфометрия, генезис, возраст и современная динамика рельефа.

Карты, на которых выделяются территории с закономерно повторяющимися типами явлений, называются типологическими. Карты, на которых выделены территории по индивидуальным (региональным) признакам, присущим только отдельным районам и отличающим их друг от друга, называются районными (карты геоморфологических районов).

По степени обобщения показателей, выбранных для картографирования, различают карты аналитические, синтетические и комплексные.

Аналитические карты составляют на основе необобщенных или мало обобщенных частных показателей, таких, как угол наклона земной поверхности, относительное превышение водоразделов над ближайшими местными базисами денудации и др. Аналитическими же следует называть геоморфологические карты, на которых рельеф изображается как совокупность форм или их элементов (склонов, поверхностей).

Синтетические карты характеризуют данное явление в обобщенных показателях, синтезирующих ряд его частных особенностей (карты морфологических комплексов, карты геоморфологических районов и др.)¹. Особого внимания заслуживают генетические показатели как наиболее общие и глубоко охватывающие данное явление, что позволяет экономными средствами передать богатое содержание.

На комплексных картах изображается несколько элементов, каждый в своих показателях; при этом отбирают такие элементы, которые находятся во взаимной связи и обуславливают друг друга.

В зависимости от того, для какого отрезка времени характеризуется рельеф, можно различать карты современных, т. е. сло-

¹ Следует, однако, иметь в виду, что точного разграничения понятий аналитические и синтетические карты нет. Возможны различные ступени анализа и синтеза материала. В содержании любой аналитической карты есть элементы синтеза, и наоборот.

жившихся к настоящему времени, геоморфологических условий, карты палеогеоморфологические с отображением пройденных этапов развития рельефа и геоморфологические карты прогноза, на которых дается прогноз развития рельефа в будущем. Карты современных геоморфологических условий целесообразно дополнять картами интенсивности развития рельефа.

По назначению геоморфологические карты могут быть подразделены на карты широкого и узкого назначения.

Карты широкого назначения рассчитаны на удовлетворение общих потребностей, предъявляемых к ним со стороны различных отраслей науки и народного хозяйства. На их основе могут быть проведены любые геоморфологические работы, а также составлены карты узкого назначения путем нанесения дополнительных показателей, выделения или исключения некоторых элементов нагрузки.

Карты узкого назначения могут преследовать научно-исследовательские, узко практические, учебные и другие цели. Сюда относятся различные специальные (прикладные) геоморфологические карты, которые отличаются целенаправленным содержанием, т. е. показом тех особенностей рельефа, которые необходимы для решения конкретных хозяйственных задач (поиски полезных ископаемых, сельскохозяйственная организация территории, проектирование инженерных сооружений и пр.) (Звонкова, 1959).

По масштабу в современной картографии принято различать карты: крупного масштаба — $1:200\,000$ и крупнее, среднего масштаба — мельче $1:200\,000$ до $1:1\,000\,000$ включительно и мелко масштаба — мельче $1:1\,000\,000$ (Салищев, 1959).

Масштабом определяется охват изображаемой территории, детальность карты, области ее применения, а также методы создания (составления или съемки).

Мелкомасштабные карты — обзорные, охватывающие большую территорию. Строение рельефа передается на них в очень обобщенном виде с выделением основных геоморфологических комплексов (ландшафтов), крупных геоморфологических регионов. Такие карты являются результатом широких научных обобщений и представляют большой теоретический интерес. В сочетании с другими специальными картами они могут быть полезны при решении крупных народнохозяйственных проблем, связанных с планированием и осуществлением мероприятий по использованию природных ресурсов страны. Вместе с тем карты мелкого масштаба чаще, чем карты более крупного масштаба, используют как учебные пособия. Карты среднего и крупного масштаба соответствуют указанным выше (гл. 1) крупному, среднему и мелкому масштабам геоморфологической съемки. На основе съемочных карт могут быть созданы геоморфологические карты любого другого более мелкого масштаба.

Таким образом, существуют и должны разрабатываться различные типы геоморфологических карт. Но среди них должна быть выделена как основная общая геоморфологическая карта широкого назначения — *государственная геоморфологическая карта*, которую необходимо создать на всю страну. Эта карта должна занять такое же место в геоморфологии, какое занимают геологическая карта в геологии или почвенная в почвоведении.

СПОСОБЫ ИЗОБРАЖЕНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Для изображения различных объектов или явлений на специальных картах применяют следующие способы: значковый, линейных знаков, качественного фона, изолиний, ареалов, линий движения, точечный, картодиаграмм, картограмм (Салищев, 1959).

Значковый способ. Употребляется для изображения геоморфологических объектов, локализованных на местности и не выражающихся в масштабе карты (форм микро- и частично мезорельефа: карстовых воронок, суффозионных блюдц, оврагов и др.).

Каждый знак наносится по местонахождению данного объекта. Он имеет определенную форму, цвет и величину. Форма знака и цвет характеризуют качественные отличия объектов (форму, происхождение, динамику современного развития рельефа). Величиной знака обозначается величина объектов.

Способ линейных знаков. Применяют для обозначения линейных геоморфологических объектов, не выражающихся по своей ширине в масштабе карты (морских берегов, обрывистых склонов долин, уступов террас, бровок и пр.). Рисунок, ширина (толщина) и цвет линейных знаков могут выражать морфографические, морфометрические и генетические особенности форм рельефа.

Способ качественного фона. Применяется для сплошной качественной характеристики явлений на данной территории, для выделения типов рельефа по их генезису, возрасту, интенсивности современного развития и другим признакам.

Этот способ применяют как в многоцветном, так и в одноцветном оформлении. Во втором случае цветной фон заменяют различными штриховками (отличающимися друг от друга рисунком и плотностью тона), а также индексами (буквенными, цифровыми). Сочетание фоновой расцветки со штриховкой и индексами позволяет обогатить карту, давая на ней несколько дополняющих друг друга качественных характеристик местности. На геоморфологических картах такой прием используют для совмещенного отображения генезиса и возраста рельефа или генезиса, возраста и морфометрии рельефа.

Способ изолиний. Применяется для изображения таких явлений, которые имеют сплошное распространение, более или менее плавно изменяются по площади и выражаются в любой точке определенным количественным показателем. Примером изолиний могут служить горизонтали (или изогипсы), применяемые для изображения рельефа. Способ изолиний весьма пригоден для составления морфометрических карт, карт интенсивности новейших колебательных движений (в изобазях), палеогеографических карт (например, изохроны последовательного положения края ледникового покрова), литогенетических карт с характеристикой обломочных отложений по некоторым количественным показателям (коэффициенту сортировки, средней величине зерен и пр.). Для большей наглядности промежутки между изолиниями закрашивают или заштриховывают, усиливая интенсивность тона с увеличением значения принятого количественного показателя.

Способ ареалов. На карте выделяют области распространения того или иного явления без одновременной характеристики площадей, лежащих за их пределами. В отличие от качественного фона (дающего сплошную характеристику определенного круга явлений на всей картографируемой территории) этим способом могут быть отмечены районы распространения каких-либо форм рельефа (карстовых, овражных и др.), границы распространения древних ледниковых покровов или водоемов, сферы действия определенных геоморфологических процессов и т. п. Каждый ареал выделяется разными приемами: ограничивающей линией, окраской, штриховкой, реже равномерным распределением значков или подписью.

Способ линий движения. Применяется для показа перемещения различных явлений при помощи линий, стрелок. Длина, толщина, цвет, форма стрелок могут изображать качественные и количественные стороны явлений. На общегеографических картах линиями движения изображают морские течения, а на геоморфологических — направление движения древних ледниковых покровов (вееры рассеивания валунов), древних водных потоков, береговых потоков наносов, воздушных течений для пустынных районов с песчаными формами рельефа.

Точечный способ. Применяют для картографирования массовых рассеянных объектов при помощи точек (кружков) одинакового размера, каждая из которых выражает не один, а некоторое количество объектов, т. е. имеет определенный «вес». К точечному способу полезно прибегать при изображении особенностей распространения форм микрорельефа (карстовых воронок, степных блюд и др.), когда масштаб карты не позволяет изобразить каждую из этих форм значковым методом.

Способ картодиаграмм. С помощью столбиковых или круговых диаграмм характеризуют структуру картографируемых объ-

ектов и явлений в определенных пунктах или районах. Картодиаграммы широко применяют для картографического выражения статистических данных большей частью экономического содержания. Этот способ может быть использован для изображения пыльцевых спектров, гранулометрического и вещественного состава обломочных отложений в отдельных пунктах (например, результатов шлихового анализа). Другие примеры применения этого способа — розы трещин на картах распространения карстовых форм, розы ветров на картах ветровых форм.

Способ картограмм. Отличительным свойством картограмм является искусственность проведения границ, не соответствующих точным границам распространения изображаемых объектов или явлений. Границы могут иметь вид прямых линий, пересекающихся под прямыми углами, или совпадать с контурами районов, выделяемых по совершенно не свойственному для данного явления признаку (например, административному). Отражаемые на картограммах показатели обычно представляют собой относительные величины — разность высот, густота эрозионной сети, количество тех или иных форм рельефа (западин, холмов) и т. п. на единицу площади.

Обычный прием составления геоморфологических картограмм связан с построением сетки квадратов и определением в каждом из них интенсивности явления путем отнесения его к площади в 1 км². Для наглядности картограмма раскрашивается или заштриховывается оттенками одного цвета тем интенсивнее, чем интенсивнее распространение данного явления.

Из разнообразных способов изображения для геоморфологического картографирования наиболее пригодны значки, качественный фон и изолинии. Они обеспечивают достаточно полную и точную передачу на карте геоморфологических явлений, имея в виду, что их можно применять не только порознь, но и совместно (например, первые три способа) при составлении общих геоморфологических карт.

ОБЩИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Общая геоморфологическая карта является важнейшим итогом государственной геоморфологической съемки. Однако содержание и принципы построения этой карты окончательно еще не установлены.

И в нашей стране, и за рубежом проблеме геоморфологического картографирования уделяется очень много внимания. Наряду с теоретическими трудами отдельных специалистов в разных странах издается много геоморфологических карт. Эта проблема систематически обсуждается в научных коллективах: на пленумах Межведомственной геоморфологической комиссии

при АН СССР, на международных совещаниях подкомиссии геоморфологического картографирования, организованной в 1960 г. решением 19 сессии Международного географического союза. В настоящее время намечились некоторые пути решения проблемы, но многие конкретные вопросы построения геоморфологических карт разных масштабов еще вызывают споры.

При разработке принципов построения общей геоморфологической карты съемочных масштабов нужно исходить из следующих основных положений.

1. Наряду с общей типологической картой возможно составление частных или специальных карт и карт геоморфологических районов. Поэтому не следует стремиться на одной общей карте уместить всю геоморфологическую нагрузку, прибегая в случае необходимости к созданию серии карт, в том числе карт врезок более мелкого масштаба.

2. Общая карта должна быть генетическая, т. е. она должна строиться на основе генетической классификации рельефа. Такая карта имеет наиболее общее теоретическое и практическое значение. В случае необходимости по ней могут быть составлены специальные (прикладные) карты с детализацией элементов ее нагрузки, нанесением дополнительных показателей в соответствии с назначением карты (для поисковых целей, для строительства и т. п.).

3. Возможность полевой диагностики рельефа и картографирования непосредственно в поле. Это значит, что легенда карты должна содержать критерии для полевого опознавания границ геоморфологических объектов с такой точностью, которая бы удовлетворяла масштабу карты и делала бы целесообразным применение методов инструментальной съемки.

4. Геоморфологическая карта должна возможно полнее и точнее отражать имеющиеся факты о строении рельефа, давая материал для геоморфологического анализа, для широких обобщений и выводов как теоретического, так и практического значения. Следует иметь в виду, что содержание любой карты состоит не только в том, что непосредственно входит в ее нагрузку, но и в том, что вытекает из ее анализа.

В настоящее время большинство советских и зарубежных геоморфологов согласны, что на общей геоморфологической карте должны быть отображены следующие основные признаки рельефа: морфография, морфометрия, генезис и возраст. При этом, однако, остаются расхождения относительно того, какие конкретные объекты (детали) рельефа необходимо выделять на картах и как следует использовать методы картографического изображения элементов специальной нагрузки. В этом отношении можно различать общую геоморфологическую карту двух основных типов: аналитическую и синтетическую (Спиридонов, 1952; Стрелков, 1960).

На аналитической карте выделяют генетически однородные элементы рельефа, которые характеризуют по названным выше главным признакам, причем каждый из признаков отображают в своей особой системе условных обозначений.

На синтетической карте выделяют комплексы форм рельефа различного генезиса и в основной метод картографического изображения — качественный фон — вкладывают не один, а несколько геоморфологических показателей, добиваясь синтетического (обобщенного) показа рельефа.

Аналитические карты

На аналитических картах объектами изображения являются генетически однородные элементы, или поверхности, которые прежде всего характеризуются единством своего происхождения. Вместе с тем они обладают и строго определенными физиономическими (морфологическими) признаками, поскольку внешний облик рельефа находится в зависимости от его генезиса. В природе генетически однородные поверхности занимают самые различные площади и представляют собой как элементы и формы рельефа, так и их группировки. Например, категории рельефа флювиального или морского происхождения местами слагают всршинные поверхности эрозионных холмов или днища понижений (долин, депрессий), а местами простираются в виде обширных равнин.

Как уже отмечалось, общая (комплексная) характеристика рельефа на аналитических картах дается по отдельным признакам путем наложения нескольких (трех и даже более) независимых друг от друга систем разнообразных условных обозначений: фоновой цветной окраски, штриховки, значков, изолиний, индексов. Подобный метод позволяет сравнительно ограниченным набором условных обозначений передать большое количество сочетаний, т. е. сделать карту богатой по содержанию. Но этот метод имеет и свой существенный недостаток — карта может получиться перегруженной, мало наглядной. В настоящее время наиболее общепризнанный следующий способ построения общей геоморфологической карты аналитического типа (Спиридонов, 1958; Борисевич, 1959; Ганешин и Эпштейн, 1959; Решения первого и третьего пленумов Межведомственной геоморфологической комиссии, 1960, 1963; Ганешин, 1964).

Морфография и морфометрия рельефа на картах съемочных масштабов лучше всего передается при помощи горизонталей. Как известно, в инструкциях и наставлениях для топографов и картографов указываются приемы геоморфологически правильного изображения рельефа на картах с выделением характерных черт, обусловленных его генезисом. Сюда относятся указания по выбору шкалы сечения рельефа, нанесению в

необходимых местах дополнительных и условных горизонталей, по рисовке отдельных горизонталей и их систем, по расстановке абсолютных высотных отметок.

Таким образом, горизонтали и высотные отметки — это не только элемент топографической основы общих геоморфологических карт, но также существенная часть их специальной нагрузки. Поэтому геоморфолог обязан проверять качество изображения рельефа и в соответствии с результатами своих полевых исследований и дешифрирования аэрофотоснимков должен устранять погрешности, допущенные топографами: исправлять рисовку горизонталей, проводить дополнительные и условные горизонтали, наносить дополнительные высотные отметки.

Элементы и формы рельефа, которые не выражаются горизонталями, обозначают значками. В отличие от топографических карт на геоморфологических картах значковые обозначения используют гораздо шире. Они обнимают все генетические категории рельефа и их морфологические разности. Значки отличаются друг от друга по цвету, рисунку и размерам. Цвет значков указывает происхождение форм и элементов рельефа, а рисунок и размер — соответственно внешний облик (в стилизованном и схематическом виде) и размеры этих форм (рис. 6).

Генезис рельефа сложный, так как формы земной поверхности образуются под воздействием сочетаний различных факторов: сложившихся структурно-литологических условий, тектоники, вулканизма и экзогенных процессов. Все эти факторы обязательно учитывают при определении генезиса рельефа, но применительно к построению общих геоморфологических карт роль каждого из них приходится отображать с некоторыми ограничениями, руководствуясь тем, что геоморфологическая карта, как и любая другая, должна быть наглядной, легко читаемой и что перегрузка ее недопустима. Предпочтение должно быть отдано тем факторам, которые активно формируют рельеф, непосредственно обуславливая его развитие. К ним относятся тектонические движения, вулканизм и комплекс экзогенных процессов.

На общих картах съемочных масштабов выделяют лишь структурно-денудационные поверхности, формы и элементы рельефа, обозначая их одноцветной черной или серой штриховкой различного рисунка (в зависимости от характера бронирующих пород) и одноцветными значками (см. рис. 6). Сочетание этих обозначений дает достаточное общее представление о структурно-литологической обусловленности рельефа в целом и отдельных его элементов. Роль структурно-литологических условий в формировании рельефа более полно и подробно отображают на структурно-геоморфологических картах.

Формы рельефа, обусловленные тектоникой, выделяют при помощи системы изолиний (стратонзогипс, морфоизогипс) или

же ареалов, характеризующих направленность и интенсивность тектонических деформаций земной поверхности. Линейными знаками обозначают разрывно-тектонические уступы (см. рис. 6).

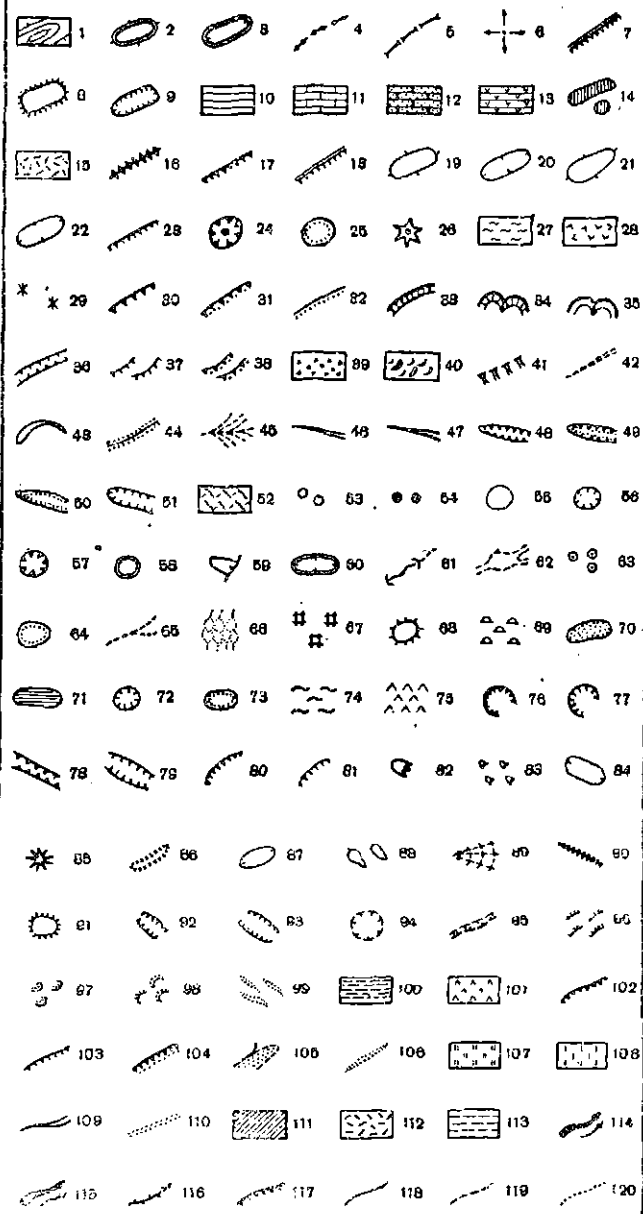
На общих геоморфологических картах роль тектоники в формировании рельефа отображается еще косвенным путем. Благодаря изображению разновозрастных речных и морских террас, поверхностей денудации и аккумуляции, расположенных на разных высотных уровнях, можно судить о знаке и амплитуде новейших движений, изменении их режима с течением времени. Значение тектонических движений в формировании рельефа более полно и всесторонне отображается на частных структурно-геоморфологических (морфотектонических) картах.

Элементы и формы земной поверхности, созданные экзогенными и вулканическими процессами, обозначают цветным фоном. Задача состоит в том, чтобы геоморфологам окончательно договориться о перечне хотя бы основных генетических категорий рельефа и о распределении между этими категориями тонов фоновой окраски, подобно тому, как это сделано в отношении изображения систем и отделов на геологических картах. В табл. 1 приведен такой перечень и указаны цветные тона, которые рекомендуется использовать для изображения на карте различных генетических категорий рельефа. Большинство этих рекомендаций основано на практике геоморфологического картографирования в нашей стране и за рубежом.

Основные генетические категории рельефа, указанные в табл. 1, для целей полевой съемки должны быть развернуты в детальную геоморфологическую классификацию, а отвечающие им основные тона — в гамму цветных оттенков, так чтобы каждой генетической субкатегории рельефа отвечал свой достаточно различимый оттенок основного цветного тона (см. последующие главы книги). В этом случае на картах разных масштабов соблюдается принцип выделения генетически однородных элементов рельефа на основе единой классификации. Но степень генетической однородности различна. Рельеф, который на высших ступенях классификации выделяется как генетически однородный, при более детальном рассмотрении представляет собой сочетание все более и более просто устроенных элементов, подчиненных друг другу как видовое понятие родовому или как особенное — всеобщему.

Каждая генетическая категория экзогенного, а также вулканического рельефа подразделяется на субкатегории деструктивного, или денудационного, и аккумулятивного рельефа. Аккумулятивный рельеф на карте выделяют штриховкой, которая накладывается на основной цветной тон и характеризует литологический тип отложений, слагающих этот рельеф (см. рис. 2).

Если происхождение рельефа обязано действию не одного, а двух-трех равноценных факторов, то выделяют сложные типы



рельефа (например, гляциально-обвальный, флювиально-делювиальный, аллювиально-морской и др.), обозначая их специальными цветными оттенками.

Для изображения рельефа, который образовался под влиянием двух факторов, действующих один за другим, прибегают к наложению друг на друга двух цветных фонов, причем один

Рис. 6. Условные обозначения некоторых наиболее распространенных элементов и форм рельефа.

Тектонические (условный знак красный): 1 — созданные складчатыми и колебательными движениями (система изобраз или страто- и морфоногенные); 2 — созданные локальными поднятиями; 3 — созданные локальными опусканиями; 4 — оси поднятий; 5 — оси опусканий; 6 — вершины поднятий; 7 — разрывные уступы; 8 — поднятия-горсты; 9 — впадины-грабени;

Структурно-денудационные (черный): 10 — структурно-денудационные поверхности; 11 — то же, бронированные известняками; 12 — то же, бронированные песчаниками; 13 — то же, бронированные известняками интрузиями; 14 — формы препарировки секущих интрузий (дайки, пещи); 15 — отпрепарированные крупные интрузивные тела кислого состава (батолиты, лакколиты, штоки); 16 — гребни на выходах прочных пород; 17 — бровки уступов, обусловленных выходами прочных пород; 18 — отпрепарированные разломы; 19 — отпрепарированные локальные структуры положительных; 20 — то же, отрицательные;

вулканические (красный): 21 — локальные вулканотектонические поднятия; 22 — локальные вулканотектонические депрессии; 23 — вулканотектонические уступы; 24 — кратеры действующих вулканов с обрывистыми внутренними стенками; 25 — кратеры потухших вулканов с пологими внутренними стенками; 26 — паразитические конусы; 27 — водная лава; 28 — глыбовая лава; 29 — грязевые сопки, сальвы (серый);

гравитационные (коричневый): 30 — уступы (стенки) обвально-осыпного срыва; 31 — уступы (стенки) с обвально-осыпными шлейфами; 32 — уступы (склоны) естественного откоса; 33 — стенки оползневого срыва; 34 — свежие оползневые цирки; 35 — древние оползневые цирки; 36 — рвы отседания; 37 — оползневые ступени; 38 — уступы нагорных террас; 39 — курумы, каменные реки; 40 — солифлюкционные бугры, ступени; 41 — сложенные уступы (склоны) плоскостного срыва (серый);

флювиальные (зеленый): 42 — ложбины, потяжины; 43 — старцы; 44 — прирусловые валы, гривы; 45 — конусы выноса;

обусловленные свежей глубиной или боковой эрозией (коричневый): 46 — промоины, водороники; 47 — овраги; 48 — крупные овраги выноса; 49 — то же, со шлейфами; 50 — то же, со склонами естественного откоса; 51 — лога, лоцины;

карстовые и суффозионные (оранжевый): 52 — карры; 53 — открытые поноры; 54 — закупоренные поноры; 55 — блюдцеобразные поноры; 56 — конические воронки; 57 — цилиндрические воронки; 58 — колодцы, шахты; 59 — устья пещер; 60 — котловины, поляны; 61 — концы мешкообразных и слепых долин, наземные и подземные водотоки; 62 — подземные гrotты и галереи; 63 — суффозионные норы, колодцы; 64 — суффозионные блюдца; 65 — суффозионные подземные холмы;

мерзлотные (фиолетовый): 66 — пятна-медальоны; 67 — полигональные формы; 68 — крупные бугры пучения; 69 — бугристый микрорельеф пучения; 70 — наледи; 71 — тары; 72 — термокарстовые понижения воронкообразные; 73 — то же, блюдцеобразные; 74 — термокарстовый западно-бугристый микрорельеф; 75 — байджарахи;

ледниковые (фиолетовый): 76 — кары с обрывистыми стенками; 77 — кары с выположенными стенками; 78 — трогии хорошо сохранившиеся; 79 — трогии полуразрушенные; 80 — ригели хорошо сохранившиеся; 81 — ригели полуразрушенные; 82 — бараны льды; 83 — курчавые скалы; 84 — экзарационные впадины; 85 — моренные холмы; 86 — моренные гряды; 87 — моренные заплывы; 88 — друмлины;

водноледниковые формы (серо-зеленый): 89 — конусы выноса; 90 — озы; 91 — камы; 92 — эрозионные ложбины подледниковых вод; 93 — эрозионные внеледниковые ложбины; 94 — дождевые впадины; 95 — борозды выдувания; 96 — поперечные дюны; 97 — материковые серповидные дюны; 98 — барханы; 99 — продольные песчаные гряды;

биогенный (синий): 100 — плоские поверхности мощных торфяников; 101 — мелкобугристые и кочковатые поверхности торфяников;

озерного и морского происхождения (голубой): 102 — клиф развивающийся; 103 — клиф отмерший; 104 — клифы с узкой полосой пляжа; 105 — аккумулятивные береговые формы; 106 — береговые валы; 107 — илестая осушка; 108 — прочная осушка; 109 — каналы стока приливо-отливных и сгонно-нагонных вод; 110 — подвижные аккумулятивные формы; 111 — бечка скалистая; 112 — бечка валуно-глыбовая; 113 — бечка в рыхлых породах; 114 — направление движения наносов современное (цвет линий движения соответствует рельефообразующему процессу); 115 — то же, древнее; 116 — гребня хребтов, не обусловленные структурно-петрографическими факторами (черный); 117 — бровки склонов, не обусловленные структурно-петрографическими факторами (черный);

геоморфологические границы (черный): 118 — четко выраженные; 119 — нечеткие и предполагаемые; 120 — погребенных форм

**Основные генетические категории рельефа и их обозначение
на геоморфологической карте**

Генетические категории рельефа	Индекс	Обозначение на карте
Эндогенный рельеф		
Тектонический	—	Изобазы, стратонзо-
Созданный плавными движениями	—	гинсы, ареалы форм под-
Созданный разрывными движениями	V	нятий и опусканий
Вулканический	pV	Линейные значки
Псевдовулканический (грязевулканиче- ский)		Карминный
		Серовато-карминный
Экзогенный рельеф		
Гравитационный	gr	Коричневый
Созданный быстрыми движениями обло- мочного материала (обвальный, осыпной, лавинный).	ds	Красно-коричневый
Созданный смещениями блоков горных пород (отседанием, оползанием)	dp	Каштановый
Созданный массовыми медленными дви- жениями грубообломочного материала	dr	Оранжево-коричневый
Созданный течением глинистого материа- ла (солифлюкционный)	sf	Серовато-коричневый
Созданный нерусловым (склоновым) строком (делювиальный)	d	(сепия) Серый
Созданный грязескаменными потоками (селевый)	sl	Оливковый
Флювиальный	f	Зеленый
Созданный временными водными пото- ками	tf	Травяно-зеленый
Созданный постоянными водными пото- ками	f	Малахитовый
Карстовый и суффозионный	k+s	Оранжевый
Мерзлотный (криогенный)	kr	Фиолетово-серый
Ледниковый и снежниковый (пивальный)	gl+s	Фиолетовый
Водно-ледниковый	—	Серо-зеленый
Ледниково-речной (флювиогляциаль- ный)	fgl	Серовато-малахитовый
Ледниково-озерный (лимногляциаль- ный)	lgl	Серовато-бирюзовый
Эоловый	e	Коричнево-желтый
Биогенный	bg	Изумрудный
Озерного происхождения	l	Бирюзовый
Морского происхождения	m	Голубой
Созданный волновыми процессами	—	Голубой
Созданный неволновыми процессами	—	Синий

(ведущий) фактор обозначается сплошной заливкой, а другой, т. е. предшествующий или последующий, — штриховкой соответственно прерывистыми или сплошными линиями. Подобным способом, т. е. прерывистой штриховкой соответствующего цвета, обозначается погребенный рельеф, где его необходимо выделить (погребенные древние террасы, доледниковые возвышенности, образующие коренной цоколь моренных гряд и холмов и пр.).

Из всего сказанного следует, что легенда карты основывается на классификации эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов. Таким образом, роль последних в развитии рельефа находит прямое отображение на общих геоморфологических картах. Вместе с тем классификация экзотенного рельефа (в основных его подразделениях) совпадает с генетической классификацией отложений, благодаря чему геоморфологическое картографирование ставится в прямую связь с изучением и картографированием коррелятных толщ.

Возраст рельефа — совершенно обязательный элемент содержания общей геоморфологической карты, так как без него невозможно дать законченную геоморфологическую характеристику изображаемой территории, судить о времени формирования, истории развития земной поверхности. Наглядное обозначение возраста рельефа придаст геоморфологической карте структурность, выделяет формы молодые на фоне более древних, давая материал для суждения об истории развития рельефа, о характере новейших тектонических движений (по комплексу разновозрастных и разновысотных речных или морских террас, поверхностей выравнивания).

Возраст тектонических движений (тектонических форм рельефа) легко может быть передан цветом изолиний, линий ареалов и значков, принятых для их обозначения. Возраст экзогенных и вулканических процессов или, что то же, возраст форм рельефа, сформированных этими процессами, передается интенсивностью соответствующего цветного фона.

Как свидетельствует опыт геоморфологических исследований, на карте следует обозначать рельеф следующих возрастных категорий: современный (Q_v) с выделением отдельно форм деятельных (Q_v^2) и недейтельных (Q_v^1)¹, голоценовый (Q_{IV}), верхне-, средне- и нижнечетвертичный (Q_{III} , Q_{II} , Q_I), четвертичный нерасчлененный (Q), плиоценовый (N_2), миоценовый (N_1), неогеновый (N), олигоценовый (Pg_3), эоценовый (Pg_2), палеоценовый (Pg_1), палеогеновый (Pg), мезозойский (M_2).

В действительности возраст рельефа придется обозначать более подробно (особенно четвертичный и неогеновый) или, наобо-

¹ Выделение современных деятельных и недейтельных форм цветом фоном и значками позволяет отобразить современную динамику рельефа, что имеет особенно большое практическое значение.

рот, более обобщенно, но независимо от этого получить сплошной заливкой надлежащее количество оттенков одного цвета, конечно, невозможно. Поэтому на авторских оригиналах только первые шесть оттенков для форм современных, голоценовых и плейстоценовых получают сплошной заливкой краски, остальные оттенки (для форм плиоценовых и древнее) — путем наложения все более и более разреженной штриховки (сетки) так, чтобы создавалась единая гамма оттенков от наиболее интенсивного для самых молодых форм и все более слабого для форм соответственно более древних¹.

При соблюдении указанного условия на карте должны достаточно отчетливо выделяться комплексы одновозрастных форм рельефа разного генезиса, особенно при рассматривании изображения с близкого расстояния, позволяющего различать характеризующий возраст рисунок штриховки². Тем не менее в связи со сложностью и разнообразием нагрузки геоморфологической карты при определении генезиса и возраста рельефа возможны затруднения, которые легко преодолеть, как это обычно и делается на геологических картах, путем нанесения гепетических и возрастных индексов.

Каждый условный знак (цвет и оттенок фона), непосредственно обозначая генезис и возраст рельефа, в каждом конкретном районе относится к его определенным морфографическим и морфометрическим разностям, краткое определение которых должно быть дано в легенде карты против соответствующих условных обозначений. Аналогичным образом на геологических картах указывают литологию отложений разного возраста.

На рис. 7 и 8 представлены образцы геоморфологической карты в одноцветном штриховом оформлении. Рисунок штриховки обозначает генезис рельефа, а ее частота (интенсивность) — возраст рельефа.

Рассмотренный тип общих геоморфологических карт в первую очередь пригоден для полевой съемки, но его можно сохранить и при составлении мелкомасштабных обзорных карт, если генерализацию осуществлять по правилам, принятым в картографии без коренного изменения принципа построения карты в единой легенде (Салищев, 1959; Баранский, 1960; Красильникова, 1962).

Правила генерализации элементов специальной нагрузки геоморфологической карты при переходе к более мелким мас-

¹ Противоположное распределение оттенков (усиление интенсивности по мере перехода ко все более древним формам), принятое на геологических картах, для геоморфологических карт малоприспособно, так как вызывает обратный пластический эффект при зрительном восприятии рельефа.

² Следует иметь в виду, что при издании большинство оттенков, даваемых заливкой, также будет получаться посредством наложения различной штриховки (сетки).

штабным должны заключаться в следующем (Спиридонов, 1958).

1. Выделение качественным фоном все более крупных классификационных (таксономических) категорий рельефа, т. е. пе-

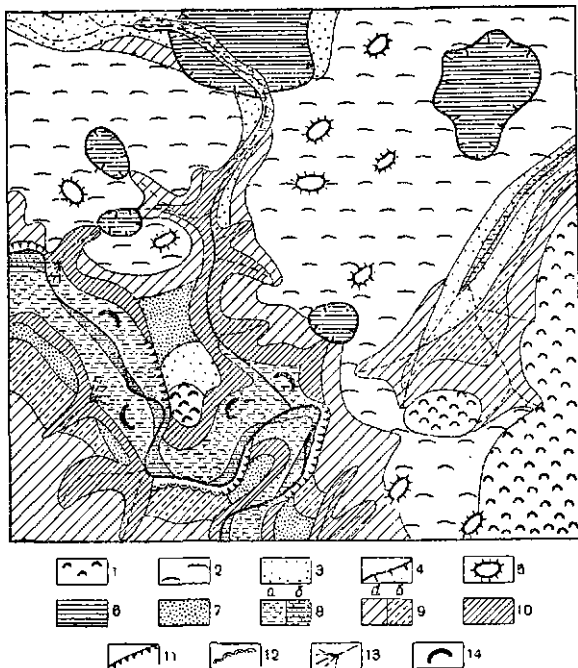


Рис. 7. Геоморфологическая карта моренно-эрозийного района. Среднечетвертичный ледниково-аккумулятивный рельеф, переработанный эрозийно-денудационными процессами:

1 — грядово-холмистый, краевой; 2 — плоскохолмистый рельеф основной морены; 3 — задровые равнины и ложбины стока талых вод; 4 — моренные западины и озерно-болотные котловины, возникшие вследствие таяния глыб мертвого льда; 5 — камы; 6 — плоские днища заиленных и заросших озерно-болотных котловин верхнечетвертичные; 7 — речная терраса верхнечетвертичная; 8 — пойменная терраса голоценовая (а — высокая пойма; б — низкая пойма); 9 — деловиально-солифлюкционные склоны долин и балок верхнечетвертичные (а — склоны сноса; б — склоновые шлейфы); 10 — склоны плоскостного смыва долин и балок голоценовые; 11 — обально-осыпные склоны долин и оврагов голоценовые и современные; 12 — оползневые склоны голоценовые и современные; 13 — конусы выноса временных водотоков современные; 14 — старцы

реход от видовых понятий к родовым. При этом следует руководствоваться генетической классификацией рельефа, опыт построения которой представлен в последующих разделах книги. Как отмечалось, в табл. 1 дан перечень лишь самых крупных

генетических категорий рельефа, которые могут быть выделены на картах мелких масштабов.

2. Обобщение контуров, отбрасывание мелких деталей геоморфологического строения, не выделяющихся на карте данного



Рис. 8. Геоморфологическая карта района с комплексом разновозрастных флювиально-денудационных форм:

1 — морская абразивная поверхность верхнеплейстоценовая; 2 — эрозионное дно долины верхнеплейстоценовое; 3 — комплекс речных террас плейстоценовых; 4 — пойма голоценовая; 5 — поверхность денудационного выравнивания верхнеплейстоценовая; 6 — поверхность плоскостного смыва верхнеплейстоценовая; 7 — склоны плоскостного смыва (а) и делювиальные шлейфы (б) нижних и среднечетвертичные; 8 — склоны плоскостного смыва верхнечетвертичные — голоценовые; 9 — обвально-осыпные склоны, преимущественно стенки срыва верхнечетвертичные и голоценовые; 10 — поверхности, бронированные прочными породами; 11 — закарстованные поверхности с комплексом карров и карстовых воронок

масштаба и не имеющих значения при ее использовании. Допускается утрирование и преувеличение контуров, когда необходимо сохранить и подчеркнуть небольшие, но характерные детали рельефа.

Этот прием, если его правильно применять, позволяет передать на мелкомасштабной карте закономерности сочетания различных категорий рельефа, не прибегая для их выделения к специальным цветным тонам, как об этом сказано ниже. Например, расчлененность первичной морской равнины эрозионной сетью может быть передана сочетанием обобщенных контуров сохранившейся на водоразделах первичной морской равнины и разделяющей их сети наиболее крупных долинных форм, выражающихся в данном масштабе.

3. Замена метода качественного фона значковым методом изображения. Так, оползневые формы на картах крупного масштаба могут быть обозначены цветным фоном, на картах же мелкого масштаба — значками. Генерализуя геоморфологическую карту, следует возможно полнее сохранять фоновый метод изображения элементов рельефа, несколько утрируя (увеличивая) площадь мелких контуров.

4. Выделение одним знаком (цветом) не только отдельных генетических категорий рельефа, но также типов их сочетаний (комплексов). Например, одним тоном выделяют расчлененную водной эрозией морскую аккумулятивную равнину, представляющую собой сочетание сохранившейся на водоразделах первичной морской равнины и разделяющей ее сети эрозионно-делювиальных форм (долин, балок), переработанный эрозионно-делювиальными процессами ледниково-аккумулятивный рельеф.

5. Полное соответствие специальной нагрузки геоморфологической карты (границ и характеристики выделенных объектов) рисунку горизонталей так, чтобы на всех ступенях генерализации эти два приема изображения рельефа были увязаны между собой, дополняя и поясняя друг друга.

Таким образом, говоря о единой, но не одной-единственной легенде для карт разного масштаба, следует прежде всего иметь в виду единство принципа геоморфологического картографирования, который должен быть *динамическим*, позволяющим изображать на геоморфологической карте многообразие процессов развития рельефа, его *полигенезис* и *парагенезис*. Это не исключает возможности на картах разного масштаба давать некоторую дополнительную нагрузку.

Синтетические карты

На синтетических картах выделяют морфологические комплексы, которые представляют собой группировки (сочетания) форм, объединенных общностью своего внешнего облика, геологического строения и происхождения. Такие морфологические комплексы часто называют типами рельефа, что не совсем правильно, так как типологический (систематический) подход воз-

можен не только к группировкам форм, но также к отдельным формам и элементам рельефа. Поэтому наряду с типами морфологических комплексов вполне допустимо различать типы форм и элементов рельефа, типы геоморфологических районов. В дальнейшем изложении термин «тип рельефа» употребляется в широком смысле без закрепления за ним строго определенного таксономического ранга. Он означает лишь, что данная категория рельефа рассматривается в типологическом (систематическом) плане.

Морфологические комплексы можно классифицировать отдельно по частным признакам (морфографическим, морфометрическим, структурным, экзогенным) или же с учетом комплекса взаимосвязанных признаков внутри единой классификации, с чередованием показателей при переходе от одной таксономической ступени к другой. Именно такого рода комплексные классификации различные авторы используют или предлагают использовать для построения общих геоморфологических карт синтетического типа (Шукин, 1946, 1960; Спиридонов, 1952; Боч и Краснов, 1958; Рюмин, 1958; Элштейн, 1959 и др.).

Как правило, морфологические комплексы устанавливают лишь применительно к конкретным территориям; детальной общей их классификации еще не разработано. Это объясняется тем, что в природе наблюдается такое большое разнообразие сочетаний форм рельефа, их морфологических и генетических признаков, что предусмотреть все эти сочетания заранее очень трудно. Также очень трудно подобрать для всех этих сочетаний достаточное количество различных цветных тонов и их оттенков. Поэтому в практике геоморфологического картографирования морфологические комплексы выделяют цветным фоном лишь по самым основным взаимно увязанным признакам, позволяющим объединять их в единой синтетической характеристике рельефа. Сюда относятся: морфология рельефа, охарактеризованная в общих морфографических и морфометрических признаках (абсолютная, относительная высота, степень горизонтального расчленения), его обусловленность новейшими тектоническими движениями, которые рассматриваются в сопоставлении с древним структурным планом (морфоструктура), экзогенезис рельефа (морфоскульптура).

Из-за отсутствия общепринятой систематики хотя бы основных морфологических комплексов еще нет договоренности о распределении между ними цветных тонов и оттенков фона. Чаще всего на картах крупных и средних масштабов цветными тонами и их оттенками отображают вулканизм и экзогенезис рельефа в связи с его морфологией, а интенсивностью цветного фона — морфометрические особенности рельефа, главным образом, его абсолютные и относительные высоты. Интенсивность фона усиливают от низких равнин к возвышенным и от низких гор к

высочайшим, что позволяет наглядно передать пластику рельефа и роль новейших тектонических движений в его формировании.

Каждый оттенок цветного фона характеризует свой особый морфологический комплекс, для которого в легенде приводят краткое определение с перечнем всех его индивидуальных признаков. Признаки, общие для нескольких морфологических комплексов, выносят в «шапку».

Для отображения геоморфологических показателей, которые не удалось включить в систему цветных условных обозначений (например, для выделения древних морфоструктурных особенностей), можно применить штриховку. Кроме того, отдельные формы и элементы рельефа и районы их распространения обозначают значками.

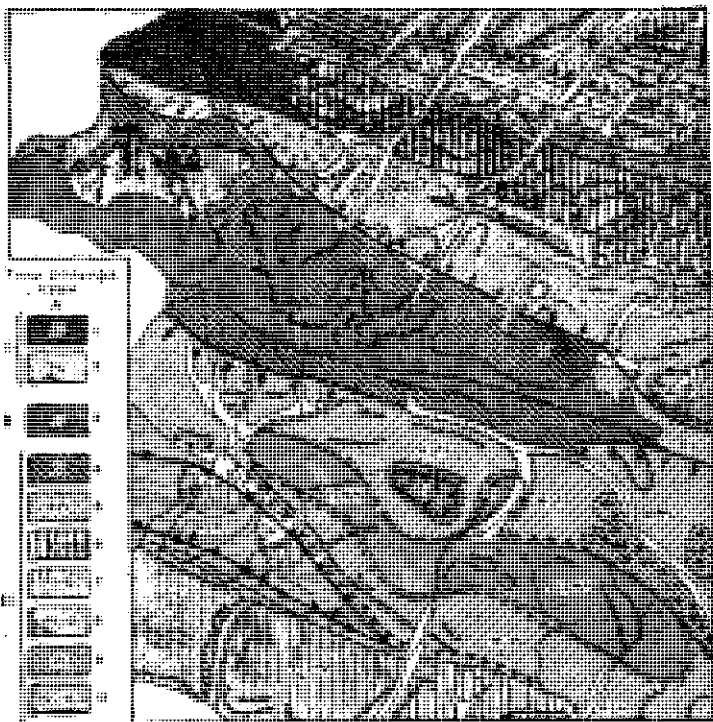
На рис. 9 различной штриховкой обозначены комплексы (типы) горного рельефа, которые выделены по структурным, экзогенным и физиономическим признакам. Кроме того, специальными знаками показаны отдельные формы рельефа и новейшие тектонические структуры.

Возраст морфологических комплексов на геоморфологических картах синтетического типа обычно не отображается в своей независимой системе фоновых условных обозначений. Он вносится в перечень признаков, характеризующих каждый морфологический комплекс в легенде. Кроме того, против соответствующих условных знаков в легенде и на самой карте наносятся возрастные индексы.

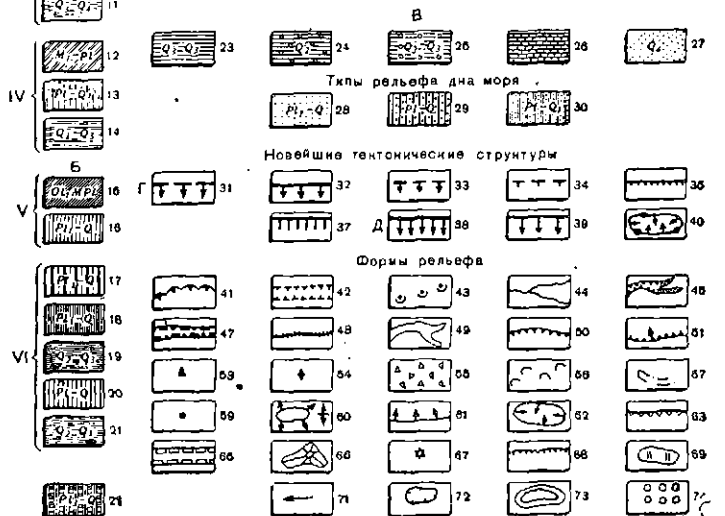
Генерализацию синтетических геоморфологических карт осуществляют в основном по тем же правилам, о которых было сказано выше применительно к картам аналитического типа. С переходом от крупного масштаба к более мелкому совершается переход к выделению морфологических комплексов по все более общим признакам, что в систематике равнин и гор Межведомственной геоморфологической комиссии и других авторов отвечает выделению на карте таксономических категорий рельефа все более крупного ранга.

Многие геоморфологи полагают, что на обзорных картах мелких масштабов (1:5 000 000 и мельче) центр тяжести в характеристике рельефа должен перейти на его морфоструктурные особенности, которые необходимо показывать цветным фоном как наиболее сильным средством картографического изображения. Морфоскульптурные комплексы в таком случае изображаются штриховкой и значками (см., например, геоморфологические карты в Физикогеографическом атласе Мира, 1964).

Общие геоморфологические карты аналитического и синтетического типов нельзя рассматривать как взаимно исключающие. Они хорошо дополняют друг друга, так же как литолого-стратиграфические геологические карты и карты структурно-тектони-



Легенда



ческие. Оба типа карт могут быть построены в самых разных масштабах по принятым в картографии законам генерализации.

При полевых исследованиях более применимы аналитические карты, которые полнее отвечают аналитическому характеру полевых работ с выявлением и оконтуриванием непосредственно на местности или на аэрофотоснимках всех деталей рельефа. Это было подтверждено решением первого и третьего пленумов Межведомственной геоморфологической комиссии в 1960 и 1963 гг.

Опыт показывает, что геоморфологические карты аналитического типа дают очень детальную историко-динамическую характеристику рельефа, позволяют делать выводы и обобщения относительно истории и стадии развития рельефа, выделять раз-

Рис. 9. Фрагмент геоморфологической карты (по Н. В. Думитрашко, согласно А. Ф. Захаровой).

Типы рельефа суши:

Горы и равнины. А — структурно-эрозионные горы с пассивным отражением тектоники в рельефе: 1 — нивально-ледниковые; 1' — высокие горы с интенсивно-линейноскладчатыми структурами коренных пород; 2 — то же, с синклиналиями структурами; 11 — эрозионно-ледниковые горы; 3 — высокие горы; 111 — денудационно-эрозионные горы; 4 — средние горы с интенсивно-линейноскладчатыми структурами коренных пород олигоценного возраста; 5 — то же, миоценового; 6 — среднегорные плато с синклиналиями структурами коренных пород; 7 — низкотерра и предгорья с линейно-гребневидноскладчатыми структурами коренных пород; 8 — предгорные плато с линейно-гребневидноскладчатыми структурами коренных пород; 9 — котловины с интенсивно-линейноскладчатыми структурами коренных пород (Q₁); 10 — то же (Q₂ — Q₃); 11 — то же (Q₃ — Q₄); 1V — аридно-денудационные горы; 12 — средние горы с интенсивно-линейноскладчатыми структурами коренных пород; 13 — то же, низкотерра и предгорья; 14 — то же, котловины; Б — структурные горы с активным прямым отражением тектоники в рельефе: V — эрозионно-структурные; 15 — средние горы с интенсивно-линейноскладчатыми структурами коренных пород; 16 — то же, низкотерра; 1V — аридно-денудационно-структурные горы; 17 — низкотерра и предгорья с линейно-, гребневидно- и куполовидноскладчатыми структурами коренных пород; 18 — то же, с гравеевыми сопками и сопочными полями; 19 — то же, увалы; 20 — плато и котловины с синклиналиями структурами коренных пород (P1 — Q); 21 — то же (Q₂ — Q₃); V — аккумулятивно-денудационные плато и равнины; 22 — аллювиально-пролювиально-флювиогляциальные плато и равнины; 23 — абразивно-аккумулятивные террасовые равнины; 24 — то же, абразивно-пролювиальные; 25 — аллювиально-делювиальные равнины; 26 — то же, аллювиальные; 27 — то же, морские

Типы рельефа дна моря и водоемов:

28 — материковая отмель (шельф); 29 — материковый склон; 30 — подводные поднятия (хребты, увалы)

Новейшие тектонические структуры:

Г — области поднятий; 31 — интенсивное сводовое поднятие; 32 — наиболее интенсивное поднятие центральной части свода; 33 — слабые поднятия на периферии свода; 34 — локальные поднятия; 35 — интенсивные глыбовые поднятия; 36 — интенсивные дифференциальные поднятия и опускания; 37 — интенсивные моноклиналильные поднятия; Д — области опусканий и аккумуляции; 38 — интенсивные опускания; 39 — то же, слабые; 40 — относительные опускания

Формы рельефа:

Нивально-ледниковые: 41 — кары; 42 — трюги; 43 — конечные морены. Водно-эрозионные: 44 — узкие V-образные долины горных рек; 45 — то же, широкие с поймой и террасой; 46 — древние долины; 47 — каньоны; 48 — ущелья; 49 — долины равнинных рек с поймой и террасой. Денудационно-эрозионные: 50 — уступы и крутые склоны; 51 — куэсто и моноклиналильные гребни; 52 — останцы; 53 — «дибарские утесы»; 54 — земляные пирамиды. Гравитационные: 55 — обвалы, осыпи и глыбовые россыпи; 56 — оползни; 57 — оползневоселевые потоки. Аридно-денудационные: 58 — бедленд; 59 — глинистый псевдокарст. Тектонические (выраженные в рельефе): 60 — антиклинали; 61 — моноклинали; 62 — синклинали; 63 — разломы; 64 — флексуроподобные уступы; 65 — интенсивные долины. Псевдоупукистические: 66 — конусы гравеевых вулканов; 67 — гравеевые сопки. Талассогенные: 68 — абразивные уступы; 69 — лагуны древние; 70 — береговые валы; 71 — косы; озерные котловины; 72 — лагуны (ЛГ); 73 — лагуно-сочачковые (ЛГО); подводные; 74 — бары

ного порядка геоморфологические комплексы и районы. С помощью подобной карты можно решать многие вопросы практического значения, как оценка перспективности поисков и разведки полезных ископаемых, выяснение условий сельскохозяйственного освоения территории и условий разного рода строительства (промышленного, гражданского, дорожного, гидроэнергетического). Это объясняется тем, что на карте непосредственно отображаются генетические типы элементов рельефа, рельефообразующие процессы, от которых зависят условия проведения названных хозяйственных мероприятий, характер и пути миграции и места накопления россыпей (Карташов, 1958; Звонкова, 1959; Huglar, 1963).

Синтетический метод чаще используют для построения карт более мелкого масштаба, чем масштаб полевой съемки, для дополнительных карт-врезок, обзорных карт, составляемых преимущественно камеральным путем. Давая обобщенную характеристику рельефа, эти карты наглядно показывают те особенности геоморфологического строения территории, которые на аналитических картах могут быть затуплены обилием нагрузки и детальностью контуров. Поэтому синтетические геоморфологические карты также находят применение при решении разнообразных задач теоретического и прикладного значения.

СПОСОБЫ ПОЛЕВОЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

Прослеживание геоморфологических границ на местности и фиксация их на карте сталкиваются с немалыми трудностями, ибо рельеф представляет собой сочетание разнообразнейших неровностей единой поверхности земного шара с постепенными переходами от одних форм к другим — от долин к водоразделам, от гор к предгорьям, от моренных холмов к западинам и т. п. Смена одного генетического типа рельефа другим также не везде происходит по резко выраженной границе. Так, ледниково-эрозионный рельеф может постепенно переходить в ледниково-аккумулятивный, поверхность делювиального смыва — в поверхность делювиального накопления. Наконец, при сочетании нескольких морфогенетических факторов нередко трудно бывает оценить роль каждого из них и установить, где постепенное усиление одного какого-нибудь фактора приводит к тому, что его роль в формировании рельефа становится определяющей.

Однако наряду с постепенными пространственными переходами одних форм и типов рельефа в другие существуют и четко выраженные качественные рубежи, которые легко прослеживаются на местности и могут быть нанесены на карту. Даже в тех случаях, когда границы на первый взгляд не выражены, их можно установить путем более точных инструментальных на-

блюдений, детальных геологических исследований, стационарных наблюдений и т. п.

Очень часто затруднения в проведении геоморфологических границ объясняются отсутствием необходимого фактического материала, например геологического и особенно по рыхлым отложениям, образование которых непосредственно связано с развитием рельефа. В таком случае необходима постановка буровых, шурфовочных работ, выполнение специальных анализов горных пород и пр.

Некоторые геоморфологические границы хорошо выражены только в определенное время года; например зимой — границы наледей, лавин, вскоре после таяния снега или прошедших ливней — границы свежего намыва почвы у подножий крутых склонов или на конусах выноса.

Все сказанное заставляет применять разные условные знаки для границ геоморфологических объектов в зависимости от их изученности и четкости (см. рис. 6).

На топографическую (или аэрофотосъемочную) основу геоморфологические границы наносят визуально или инструментально, причем выбор способа полевой съемки определяется ее назначением, масштабом и требуемой точностью, а также полнотой и детальностью содержания топографической основы (Николаевская, 1964).

Визуальное (полуинструментальное) геоморфологическое картографирование с применением некоторых простейших инструментов (буссоли, визирной линейки, анероида и др.) состоит в глазомерной привязке контуров и объектов специальной нагрузки к контурам и объектам основы: элементам рельефа, гидрографической, дорожной сети, контурам растительности, населенным пунктам и различным ясно видимым местным предметам (ориентирам). Расстояния определяются глазомерно или шагами, направления визируются глазомерно с предварительной ориентировкой основы по компасу или с помощью буссоли. Объекты картографирования наносят также путем прямых и обратных засечек при помощи визирной линейки, предварительно закрепив основу на доске штатива и ориентируя ее по буссоли.

Инструментальное геоморфологическое картографирование выполняется только в крупном масштабе. Специальные объекты и контуры наносят с помощью геодезических инструментов, которые служат для привязки к контурам имеющейся основы, а также к опорным пунктам геодезической сети. Такая съемка производится со строго определенными научно-исследовательскими или практическими целями, требующими карты повышенной точности для небольшого района (например, при выработке мер борьбы с лавинами, проектировании гражданского или промышленного строительства, стационарных геоморфологических наблюдениях и т. п.).

Производя геоморфологические исследования, необходимо картографировать не только те объекты, которые будут обозначены на отчетных картах, а по возможности наносить и все то, что в дальнейшем послужит материалом для составления окончательных карт, геоморфологического описания и т. п. Рабочая легенда должна по возможности учитывать все подобные объекты для картографирования. Так, целесообразно нанести границы почв по степени смытости для суждения об интенсивности современного делювиального (склонового) смыва и для составления специальной геоморфологической карты. Если на основной карте невозможно нанести все картографируемые объекты, то следует иметь еще одну, на которой отмечается весь подсобный материал.

ЧАСТЬ II

ОБЩИЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

ГЛАВА 6

МОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РЕЛЬЕФА

Морфологический анализ рельефа заключается в сравнительном изучении его внешнего облика, характеризующегося морфографическими и морфометрическими признаками.

Как известно, названия форм и группировок форм рельефа часто бывают очень неопределенны и расплывчаты. Это можно отнести к таким распространенным в литературе терминам, как крупнохолмистый, среднехолмистый или мелкохолмистый рельеф; сильноовраженный, слабоовраженный рельеф и др. При отсутствии точных численных показателей все эти определения и характеристики страдают значительной долей субъективности, что мешает сравнивать рельеф в описаниях различных авторов. Особенно чувствуется эта неопределенность, когда на основании различных работ приходится составлять карту, т. е. документ, требующий точного и единообразного обозначения рельефа. Поэтому при полевых исследованиях следует прежде всего добиваться возможно более точного и объективного описания форм земной поверхности.

Факты, относящиеся непосредственно к самому рельефу, его морфологии и морфометрии, составляют основу того материала, который собирает и использует геоморфолог в своих исследованиях. Они имеют двойное значение: с одной стороны, по ним складывается представление о рельефе как объекте геоморфологических исследований, который в результате должен получить свое научное истолкование; с другой стороны, те же факты используют при сравнительно морфологическом анализе как исходный материал для такого истолкования, потому что в самих формах отчасти запечатлены условия и история их развития и, следовательно, по ним можно делать различные морфогенетические выводы.

Морфографическая и морфометрическая характеристики рельефа представляют также большой практический интерес, так как их учитывают при сельскохозяйственной организации территории, дорожном, промышленном, гражданском строитель-

стве, изучении путей миграции и мест накопления россыпей, прогнозе стока и решении многих других хозяйственных задач.

Рельеф земной поверхности с целью его морфографического и морфометрического анализа разлагают на отдельные части, которые рассматривают не только изолированно сами по себе, но и как органически входящие в состав более сложных геоморфологических образований.

Наиболее простыми частями любого рельефа являются его элементы — поверхности, или грани, линии и точки, ограничивающие формы рельефа (Ефремов, 1949).

Формы рельефа — это отдельные неровности земной поверхности, имеющие определенный объем. Они могут быть разного

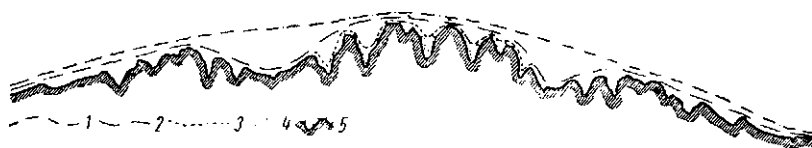


Рис. 10. Рельеф как сочетание элементов и форм различных величин и сложности:

1 — формы 1-го порядка; 2 — формы 2-го порядка; 3 — формы 3-го порядка; 4 — формы 4-го порядка; 5 — элементы рельефа (3, 4, 5 на профиле выделены частично)

размера и сложности. Размер форм определяется их относительной высотой (или глубиной) и величиной занимаемой ими площади. По величине принято различать формы планетарного порядка, формы мега-, макро-, мезо-, микро- и нанорельефа. Однако в действительности при геоморфологическом анализе приходится выделять формы более чем шести порядков. Так, В. В. Пиотровский (1964) различает в рельефе земного шара формы 18 порядков — от самых мелких (песчаная рябь) до планетарных.

Сложность рельефа определяется степенью его расчленения на отдельные простые положительные и отрицательные формы. Чем выше порядок форм, тем обычно они сложнее, но и самые сложные неровности рельефа можно представить в виде простых форм, если мысленно заполнить все осложняющие их понижения. Горная страна в целом представляет собой форму I порядка в виде общего сводового поднятия большой высоты и ширины, реконструированного по отдельным вершинным точкам и поверхностям. Все последующие неровности могут быть объединены в формы 2, 3, 4 и т. д. порядков с меньшими относительными высотами и горизонтальной протяженностью, причем только формы низших порядков полностью ограничены элементарными поверхностями, тогда как единство крупных форм вырисо-

ываается с помощью дополнительных линий (поверхностей) «воздушного продолжения» (рис. 10). Подобный гармонический анализ колебаний земной поверхности с выявлением накладывающихся друг на друга ритмов рельефа имеет большой геоморфологический смысл. Вскрываемые при этом закономерности отражают рельефообразующую роль различных эндогенных и экзогенных факторов, в частности роль древних и новейших геологических структур разного порядка.

ИЗУЧЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ И ФОРМ РЕЛЬЕФА

Элементарные поверхности обычно бывают представлены склонами, которые при очень значительных углах называют уступами, обрывами или отвесами, а при наклонах, превышающих 90° , — навесами и потолками. Горизонтальные поверхности называют площадками, плакорами, в случае же значительного протяжения — плоскими равнинами. Непосредственно на местности в поле, а также по картам и аэрофотоматериалам определяют форму и размеры склонов, их экспозицию и положение в формах рельефа.

По форме профиля различают склоны простые (прямые, выпуклые, вогнутые) и сложные (выпукло-вогнутые, ступенчатые, волнистые). По очертаниям в плане склоны бывают простые (прямолинейные, выпуклые, вогнутые соответственно с параллельными, расходящимися или сходящимися линиями наибольшего уклона) и сложные (извилистые). Извилистость склонов характеризуется радиусом кривизны, размер которого в случае необходимости находят по профилям, крупномасштабным картам и аэрофотоматериалам. При некоторых специальных исследованиях выясняют виды математических кривых, к которым ближе всего подходят отдельные отрезки склонов (параболические, эллиптические, дуги окружности и пр.).

Размер склонов устанавливают путем измерения их относительной высоты, длины (протяженности по линии наибольшего падения), угла наклона и протяженности по линиям горизонталей. Если эти показатели у одного и того же склона различны, то приводят их наибольшие, наименьшие и средние значения. Далее отмечают экспозицию склонов (северную, северо-восточную, западную и т. д.), элементами каких положительных и отрицательных форм они являются и как смежные склоны разной экспозиции или формы сочленяются друг с другом.

В направлении сверху вниз склоны сочленяются по следующим линиям: водораздельной, или гребневой; бровки; вгиба, или подошвенной и тальвега. Как отмечает Ю. К. Ефремов, эти линии своими очертаниями и положением в пространстве определяют общий облик рельефа, образуя его «каркас» (рис. 11).

Морфогенетическое значение линий заключается в том, что они, как правило, служат границами элементарных поверхностей различного происхождения, возраста, различно направленных рельефообразующих процессов, границами пород неодинаковой сопротивляемости денудации.

Поэтому каждую линию специальным условным знаком наносят на полевую геоморфологическую карту, отмечая ее очертания в поперечном профиле,

захватывающем смежные части склонов, очертания в продольном профиле (плоские, волнистые, зубчатые), в плане (прямолинейные, извилистые), абсолютные, относительные высоты (наибольшие, наименьшие, средние), углы наклона в продольном профиле. Однако не всегда склоны различных экспозиций и угла наклона сочленяются между собой по четко обозначенным линиям перегибов и тогда только анализ всего фактического материала может установить, что морфологически простая (единая) поверхность на самом деле состоит из генетически разнородных частей.

Точечные элементы рельефа образуются в местах перегиба поверхностей и линий их разграничения. Они различаются по их положению: а) в профиле (вершинные, седловинные, бровочные, подножия,

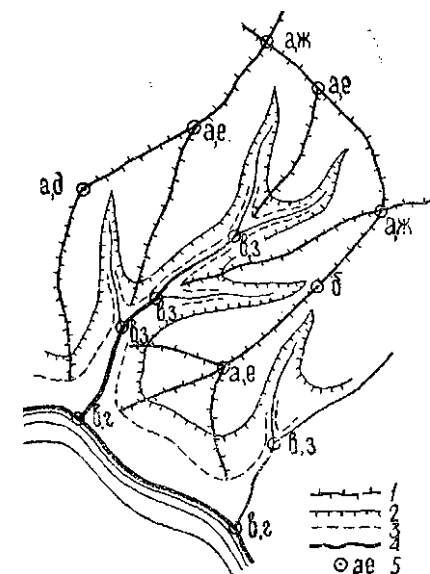


Рис. 11. Каркасные элементы рельефа. Линии:

- 1 — подораздельные; 2 — бровки; 3 — подножия; 4 — талвеги; 5 — точки и их индексы; а — вершинные; б — седловинные; в — донные; г — устьевые; д — поворотные; е — развилочные; ж — пересечения; з — слияния

жия, донные) и б) в плане (устьевые, слияния, поворотные, ветвления или развилочные, пересечения). Кроме положения в формах рельефа, для наиболее характерных точек определяют плановое положение (горизонтальные координаты или топографический адрес), абсолютную и относительную высоты.

От изучения отдельных элементов рельефа переходят к выяснению закономерностей их сочетания и распространения. Разнонаправленные элементарные поверхности образуют *простые положительные и отрицательные формы рельефа*. Очень важный признак форм — их очертания в плане: изометричные (округлые, овальные) или вытянутые. Положительные формы изометричные — бугор, холм, гора; вытянутые — грива, увал, гряда, хре-

бет. Отрицательные формы изометричны — блюдце, котловина, западина; вытянутые — ложбина, долина.

Названные формы далеко не исчерпывают всего морфогрического и морфометрического разнообразия отдельных неровностей рельефа. Кроме данных об их элементах, необходимо еще дополнительно собрать следующий материал, характеризующий каждую форму в целом; положение в пространстве, очертания, размеры в профилях и плане, положение в комплексе простых форм, а также в более сложных формах рельефа. Положение форм рельефа в пространстве определяется горизонтальными координатами (топографическим адресом) линии подножия, вершинной точки или линии (у положительных форм), бровки, донной точки или линии (у отрицательных форм), абсолютной высотой вершины или дна.

Общий облик форм характеризуют путем их сравнения с некоторыми общеизвестными предметами или правильными геометрическими телами. Бугры, холмы, горы могут быть полусферическими, куполовидными, коническими, пирамидальными; впадины — блюдцеобразными, воронкообразными, чашеобразными, цилиндрическими; долины — ящикообразными, корытообразными. Более полно облик форм описывают по наиболее характерным направлениям — вдоль гребня или тальвега и по нескольким поперечникам.

В поперечном профиле отмечают очертания вершины (дна у отрицательных форм), склонов, подножия (края, бровки), общий вид формы (симметричный, асимметричный). Указывают, в чем выражается асимметрия (в очертаниях, размерах противоположных склонов), как связана асимметрия с экспозицией склонов. Кроме размеров отдельных элементов, определяют ширину формы между линиями подножия (бровками), относительную высоту (глубину), длину.

В продольном профиле характеризуют общий вид формы, который, как и в поперечнике, может быть симметричный и асимметричный с вершинной (донной) точкой, расположенной в центре или со смещением к одному концу формы, определяют общую длину и относительную высоту формы. Особенно тщательно изучают продольный профиль тальвегов.

Очертания в плане могут быть правильные (округлые, овальные, эллиптические, трех-, четырех-, многоугольные), в виде неправильной фигуры, вытянутые (прямолинейные, дугообразные, извилистые). В некоторых случаях представляют интерес определение азимута большой оси вытянутых форм, радиуса кривизны изгибов и количества их на единицу длины спрямленной большой оси.

Между профилями обязательно проводят связующие маршрутные наблюдения и на основании всех собранных материалов, а также изучения топографических карт и аэрофотосним-

ков составляют общую характеристику формы и ее отдельных элементов. В характеристике отмечают свойственные изучаемой форме морфографические и морфометрические закономерности: зависимость очертаний формы в поперечном профиле от очертаний в плане или от ориентировки длинной оси, относительной высоты — от величины уклона линии тальвега и пр., указывают, как последовательно изменяется весь комплекс морфографических и морфометрических признаков внутри формы от одной ее части к другой. Выявление подобных закономерностей особенно важно потому, что это помогает решать морфогенетические вопросы. При этом недостаточно остановиться на изучении только отдельных форм, а следует перейти к выявлению закономерностей более широкого порядка, связанных в первую очередь с группировками форм на определенной площади.

ИЗУЧЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ ФОРМ РЕЛЬЕФА

Наиболее тесными являются группировки положительных и прилегающих к ним отрицательных форм, которые нельзя рассматривать изолированно друг от друга, потому что они составляют части единого ритма рельефа с общими для них элементами, так же как антиклиналь и синклиналь вместе составляют одну полную складку. Поэтому характеристику каждой положительной формы или группы их обязательно дополняют характеристиками отрицательных форм, стараясь определить, какие из них закономерно приурочены друг к другу и, повторяясь на определенной площади, образуют внутри нее естественный морфографический комплекс.

Для каждого комплекса устанавливают: 1) границы, очертания в плане и положение в пространстве, 2) состав входящих форм, их общие морфографические и морфометрические признаки, 3) закономерности распространения форм внутри комплекса.

Границы комплексов в полевых условиях проводят по мере выявления встречающихся в пределах исследуемого района естественных группировок форм, но окончательно закрепляют только после завершения полевых работ и сопоставления всего фактического материала, а также изучения карт и аэрофотоснимков. При этом может оказаться необходимым пересмотреть некоторые ранее выделенные группировки, объединив их или разбив на более дробные комплексы.

По данным сравнительного изучения форм рельефа составляют сводные характеристики морфологических комплексов, находят свойственные им общие морфографические и морфометрические признаки и закономерности, позволяющие делать более обоснованные морфогенетические выводы, чем на основании изучения только отдельных форм. Повторяемость некоторых признаков у разных форм указывает на их существенное значение в

оценке условий и процесса развития рельефа и служит дополнительным подкреплением результатов сравнительноморфологического анализа территории.

Важными новыми признаками комплексов являются особенности расположения внутри них отдельных форм. Это расположение может быть хаотичным или упорядоченным в виде гнезд, рядов, цепочек, прямолинейных или извилистых, параллельных друг другу или пересекающихся между собой в различных направлениях. Измеряя азимуты направлений, устанавливают, какие из них преобладают и как по отношению к ним ориентированы длинные оси отдельных форм.

Название комплексов устанавливают в соответствии с составом входящих в них основных положительных и отрицательных форм, например выделяют холмисто-западинный, увалисто-долинный, холмисто-западинно-долинный рельеф. Так как одних морфографических признаков при этом оказывается недостаточно, то для каждого комплекса находят еще характерные (средние, наибольшие, наименьшие) количественные показатели, которые также входят в его определение. Чаще всего такими показателями служат абсолютная высота, относительная высота, интенсивность горизонтального расчленения и угол наклона земной поверхности. Кроме того, определяют некоторые морфометрические коэффициенты, которые могут быть использованы для целей генетической диагностики рельефа: коэффициент вытянутости форм, т. е. отношение их длины к ширине, коэффициент рельефности, т. е. отношение высоты (глубины) форм к ширине, коэффициент извилистости, или отношение истинной длины вытянутых форм к их длине, измеренной по прямой.

Как и формы рельефа внутри комплексов, сами комплексы могут закономерно повторяться в пределах исследуемой территории, образуя группировки более высокого порядка со своими особыми морфографическими и морфометрическими признаками, установление которых составляет задачу последующего обобщения полученного материала.

Отдельные формы рельефа рассматривают не только в их взаимоотношениях между собой внутри морфографических комплексов, где они обычно соразмерны по величине и сложности, но и в их отношениях к формам более сложным и более крупного порядка, например террасы к речной долине, долины к низменности, отрога хребта к главному хребту, увала к возвышенности. Так, последовательно переходя от форм простых и малых к все более сложным и крупным, устанавливают систему соподчиненных форм разных порядков в пределах исследуемого района и для всех них составляют морфографические и морфометрические характеристики с выявлением свойственных им закономерностей и взаимозависимостей, особенностей распространения и группировки, что, как было сказано выше, имеет большое

значение для познания многообразных путей формирования земной поверхности.

Выяснению геоморфологических закономерностей очень способствует статистическая обработка массовых определений морфометрических показателей

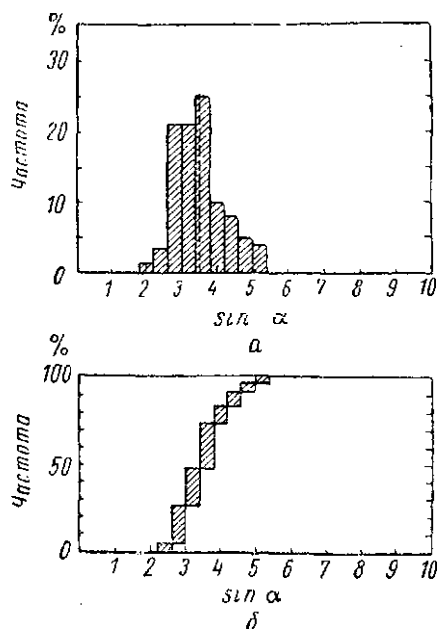


Рис. 12. Диаграммы дифференциального (а) и интегрального (б) распределения синусов угла падения склонов (по Strahler)

склонов или распределения высот в зависимости от литологических условий, от воздействующих экзогенных факторов, от пережитых рельефом эрозионных циклов и пр. (см. рис. 51).

МОРФОГРАФИЧЕСКИЕ И МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Внешние черты рельефа полнее и точнее всего передаются на топографических картах с изображением форм земной поверхности при помощи горизонталей. Однако очень часто возникает потребность в создании особых карт, на которых рельеф характеризуют по частным морфографическим или морфометрическим признакам или по комплексу таких признаков.

Распространение форм и комплексов форм рельефа, установленных по их морфографическим признакам, может быть показано на карте разнообразными знаками, штриховкой или цвет-

ной фоновой окраской. Детально разработанная система штриховых и значковых обозначений была предложена З. А. Сваричевской (1937). Американские ученые на своих «физиографических» картах применяют способ штрихового перспективного изображения рельефа с его типизацией не только по морфографическим, но также по генетическим признакам (Спиридонов, 1952).

Последний способ обладает несомненным преимуществом в наглядности изображения рельефа. Его можно рекомендовать в отдельных случаях для применения на обзорных картах. Если происхождение рельефа передать цветным фоном, то количество

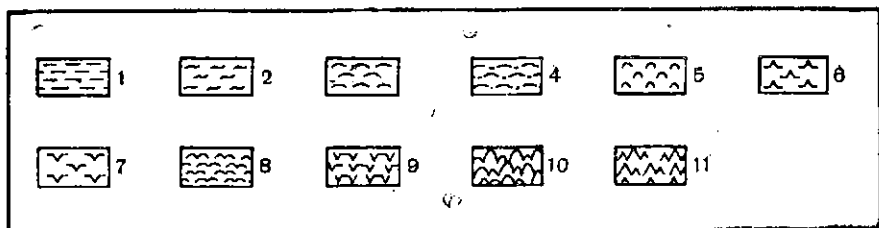


Рис. 13. Условные обозначения некоторых основных морфографических категорий рельефа:

1 — плоская равнина; 2 — волнистая равнина; 3 — плоскохолмистая равнина; 4 — холмисто-западинная равнина; 5 — холмистый рельеф; 6 — плоская равнина с останцами; 7 — плоская равнина, расчлененная эрозийной сетью; 8 — увалистая (холмистая) равнина, расчлененная эрозийной сетью; 9 — плато (плоскогорье), расчлененное эрозийной сетью; 10 — горный рельеф с округлыми формами; 11 — горный рельеф с острыми формами

штриховых условных обозначений можно сократить, придав им чисто морфографическое содержание и соответственно сильно упростив (стилизовав) их рисунок, чтобы облегчить графическое исполнение (рис. 13).

Среди разнообразных морфометрических карт наиболее широкое значение имеют карты: 1) крутизны земной поверхности, 2) горизонтального расчленения рельефа и 3) вертикального расчленения рельефа. Методика их построения рассматривается в многочисленных литературных источниках (Соболев, 1948; Волков, 1950; Спиридонов, 1952; Николаевская, 1964 и др.).

Карты крутизны земной поверхности. В качестве показателя крутизны земной поверхности могут быть приняты: угол наклона (α) и отвесная величина — уклон (i), равный $\text{tg} \alpha$.

Карты углов наклона составляют по крупномасштабным топографическим источникам, позволяющим показать реальное распределение крутизны земной поверхности. Сначала разрабатывают шкалу градаций углов наклона, которая может быть различна в зависимости от того, для каких целей составляется карта (изучение интенсивности и качественного своеобразия склоновых процессов, почвенно-овражной эрозии, оценка прохо-

димости территории, трассирование дорожных магистралей, каналов и пр.). Затем при помощи масштаба заложений на карте выделяют участки с искомой крутизной склонов. Оформляют карту штриховкой или цветным фоном по правилу: чем круче, тем интенсивнее штриховка или фоновая окраска (рис. 14).

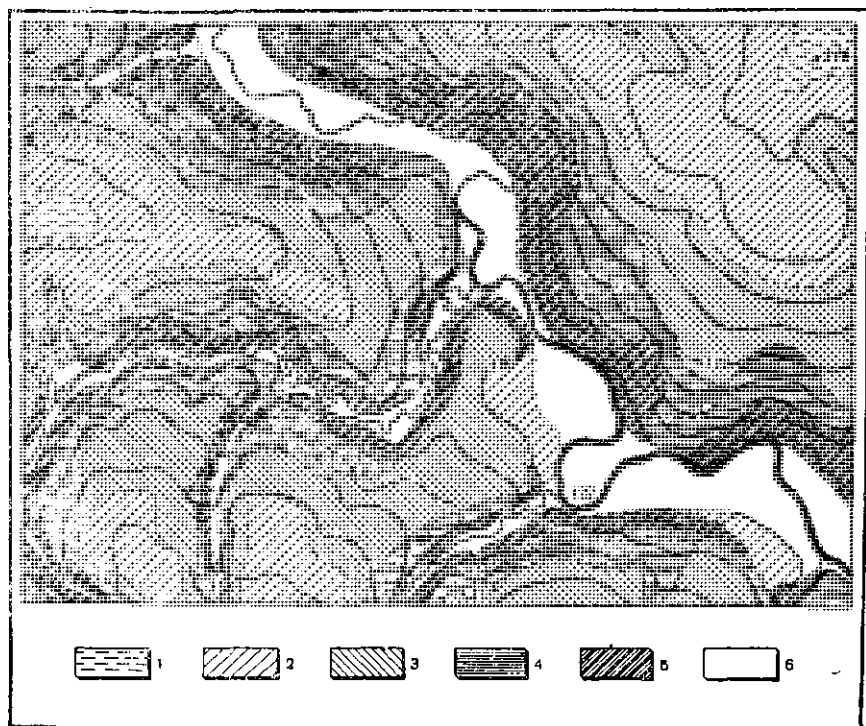


Рис. 14. Карта углов наклона земной поверхности:

1 — от 0 до 1°; 2 — от 1 до 2°; 3 — от 2 до 4°; 4 — от 4 до 8°; 5 — более 8°; 6 — дно долины

Аналогичным способом составляют карты уклонов — изотангенсов, а также карты изосинусов (Strahler, 1956).

Карты горизонтального расчленения рельефа. Показателями интенсивности горизонтального расчленения рельефа могут служить: 1) длина тальвегов эрозионных форм на единицу площади и 2) удаленность вершин водоразделов от ближайших местных базисов денудации (длина склонов). Соответственно существуют две разновидности карт горизонтального расчленения.

Для построения картограммы длины эрозионной сети на единицу площади берут крупномасштабную топографическую основу и проводят на ней взаимно перпендикулярные линии, образу-

ющие систему равновеликих квадратов. В пределах каждого квадрата измеряют общую длину эрозионной сети. Полученные цифры делят на площадь квадрата и таким образом определяют для каждого из них показатель интенсивности расчленения рельефа, т. е. длину эрозионной сети на 1 км^2 . Каждый квадрат закрашивают или заштриховывают в соответствии с принятыми условными знаками (рис. 15).

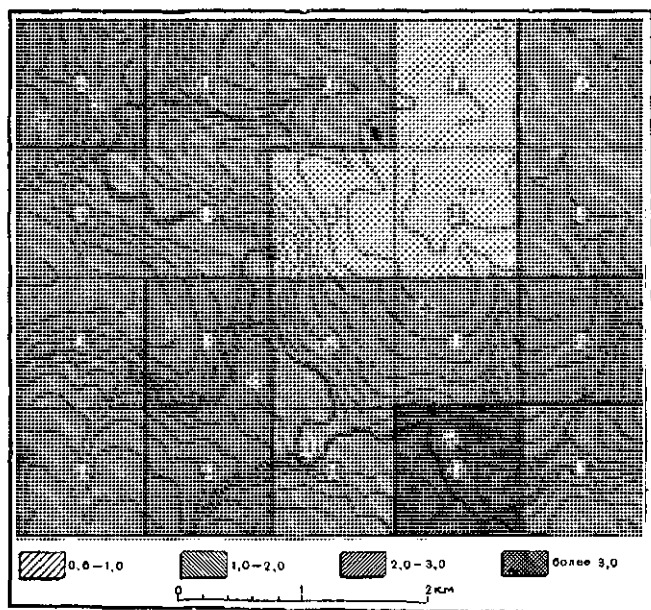


Рис. 15. Картограмма густоты долинно-балочной сети (в километрах на 1 км^2). Цифры в кружках — длина долинно-балочной сети в данном квадрате

Удаленность водоразделов от базисов денудации легко поддается картографическому выражению при помощи изолиний. Для этого на топографической основе проводят тальвеги эрозионных форм и линии водоразделов. Последние делят территорию на сеть элементарных бассейнов (водосборов), размеры которых до некоторой степени уже характеризуют густоту расчленения рельефа. Затем в пределах каждого бассейна в характерных местах проводят линии падения склонов и на них откладывают, начиная от тальвегов, равные отрезки, длина которых устанавливается в зависимости от масштаба, детальности карты и характера рельефа. Точки, равно отстоящие от тальвегов, соединяют кривыми, которые таким образом являются изолиниями удаленности от ближайших тальвегов. Полосы между изолиния-

ми удаленности покрывают штриховкой или цветным фоном по правилу: чем дальше от тальвега, тем светлее штриховка или цветной фон (рис. 16).

Тот же прием используют при составлении карт длин линий тока, но только удаленность измеряют в обратном направлении

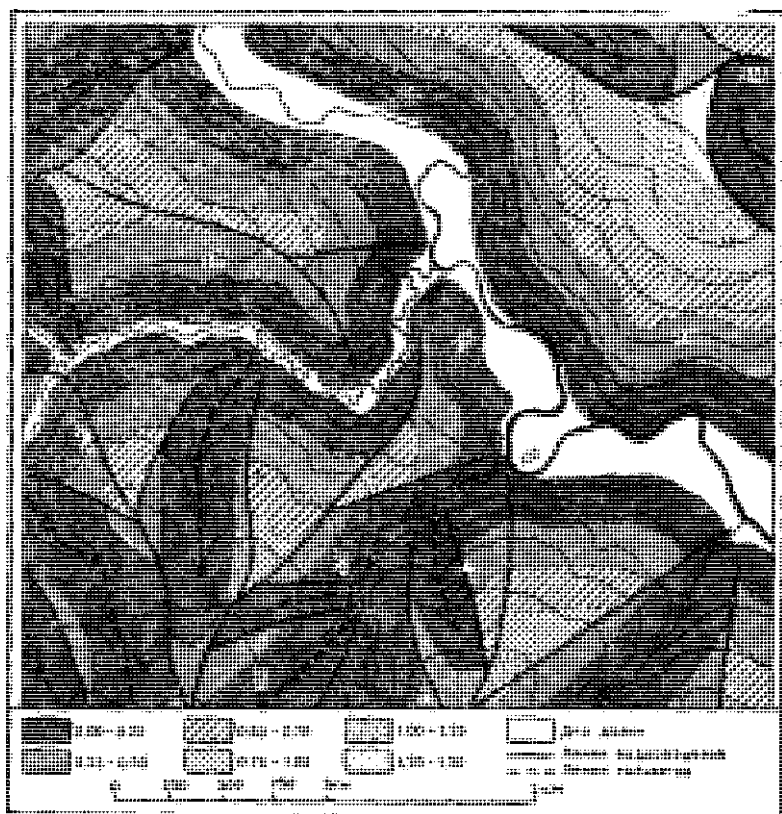


Рис. 16. Карта удаленности от ближайших тальвегов (местных базисов денудации) в км

ции — от водораздельных линий в сторону тальвегов. Такие карты более удобны для расчетов интенсивности почвенно-овражной эрозии (Николаевская, 1964).

По картам интенсивности горизонтального расчленения рельефа судят о степени его освоения эрозией в зависимости от климата, петрографического состава коренных пород, интенсивности новейших тектонических движений, от возраста. Эти карты помогают решать важные практические задачи (организация сельскохозяйственного использования территории,

трассирование дорожных магистралей, ирригационной сети и пр.).

Карты вертикального расчленения рельефа. Показателем вертикального расчленения рельефа служит амплитуда колебания высот земной поверхности, т. е. относительное превышение вершин положительных форм над ближайшими отрицательными формами. Эта величина равна глубине расчленения рельефа (глубине местных базисов эрозии, по С. С. Соболевсу).

Для построения детальной карты относительных высот поступают следующим образом. На топографической основе крупного масштаба проводят тальвеги долин и балок, а также водораздельные линии между ними, которые делят территорию на отдельные элементарные бассейны (водосборы). От точки замыкания каждой горизонтали по тальвегу эрозионных форм до ближайшего водораздела проводят линии наибольшего падения склонов. На каждой линии отмечают точки пересечения с горизонталями и затем через точки с одинаковой относительной высотой проводят изолинии превышений. Чтобы карта была наглядна, ее оформляют способом послойной окраски или штриховки (рис. 17).

При построении морфометрических карт по топографическим материалам 1 : 200 000 и более мелкого масштаба учитывают генерализацию изображения рельефа и гидрографической сети. Поправочные коэффициенты устанавливают для разных районов путем определения морфометрических показателей на отдельные ключевые участки по крупномасштабным топографическим источникам или фотопланам. Кроме того, применяют обобщенную шкалу морфометрических показателей.

О глубине расчленения рельефа можно судить по картам и картограммам «энергии рельефа». Применяют несколько способов построения таких карт. В первом случае под энергией рельефа понимают разность высот двух точек, удаленных друг от друга на одинаковое расстояние. При этом сравниваются крайние высоты связанных друг с другом элементов рельефа — вершины склона над долиной, вершины хребта над подножием. На основе полученных многочисленных цифровых данных, рассеянных по всему полю карты, проводят линии равных энергий рельефа с раскраской площади между ними в разные цвета. Согласно второму способу, карту разделяют сначала на равные квадраты, величина которых примерно должна соответствовать площади элементарных бассейнов эрозионных форм. Затем внутри каждого квадрата определяют разность высот самого высокого и самого низкого пунктов. После произведенных подсчетов картограмму раскрашивают или заштриховывают по определенной шкале (рис. 18).

В последнее время широкую известность приобрели морфометрические карты, составляемые по методике, разработанной

В. П. Философовым (1960). Среди них карты остаточного рельефа и карты сноса представляют собой варианты карт вертикального расчленения рельефа, так как на первых отображаются относительные высоты положительных форм над базисами эро-

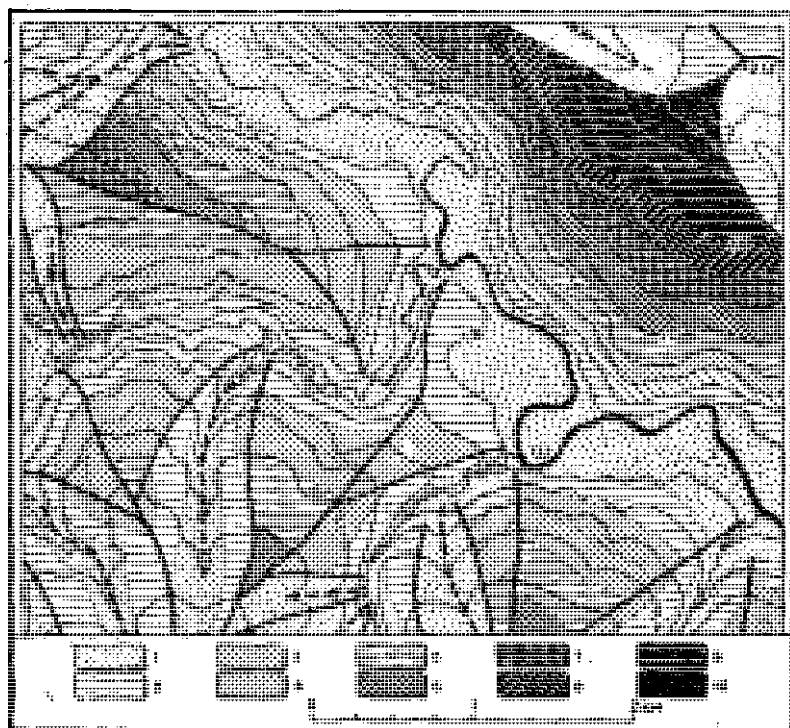


Рис. 17. Карта превышений рельефа над ближайшими тальвегами (местными базисами денудации):

1 — от 0 до 10; 2 — от 10 до 20; 3 — от 20 до 30; 4 — от 30 до 40; 5 — от 40 до 50; 6 — от 50 до 60; 7 — от 60 до 70; 8 — от 70 до 80; 9 — от 80 до 90; 10 — от 90 до 100. Сплошные жирные линии — линии водоразделов, пунктирные — линии тальвегов

зии, а на вторых — глубина эрозионных форм по отношению к вершинам водоразделов. Методика построения этих карт следующая.

Карты остаточного рельефа. Первоначально строят карту базисной поверхности, т. е. такой условной поверхности, которая проходит через тальвеги долинных понижений. Для этого на топографической основе сначала выделяют (поднимают) тальвеги эрозионных форм. Затем, пользуясь абсолютными отметками урса воды в реках и пересечениями тальвегов горизонталями, проводят изобазиты, т. е. плавные кривые, которые

соединяют точки с одинаковыми высотами тальвегов (рис. 19). Эти кривые пересекают водоразделы на некотором более низком уровне, отвечающем положению базисной поверхности, которую можно также называть цокольной поверхностью (Louis, 1963).

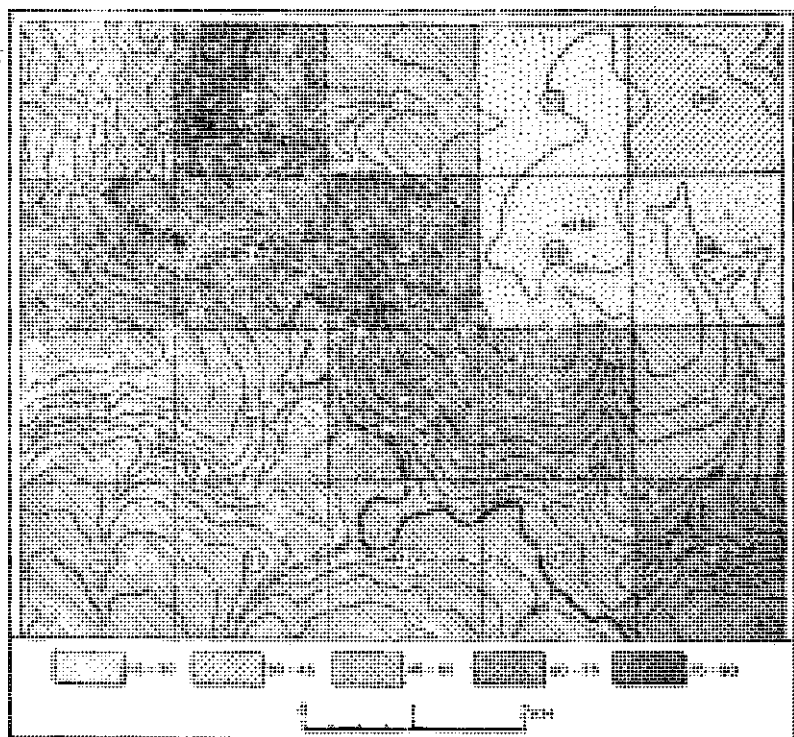


Рис. 18. Картограмма «энергии рельефа» (относительные превышения в метрах на 1 км²). Цифры в кружках — «энергия рельефа» в данном квадрате

Следует заметить, что изобазиты проводятся через тальвеги эрозионных форм, начиная только со 2-го или 3-го порядка, а все наиболее мелкие разветвления эрозионной сети при этом не учитываются. Поэтому предварительно на топографической основе подписывают порядки долин, считая долинами 1-го порядка вершинные разветвления эрозионной сети (овраги, лощины), которые не принимают ни одного притока. Долины 2-го порядка возникают при слиянии двух эрозионных форм 1-го порядка, долины 3-го порядка — при слиянии долин 2-го порядка и т. д. При этом впадение долины более низкого порядка не увеличивает порядка долины ниже по течению.

Чем крупнее порядок долин, учтенных при построении карты, тем сильнее условный рельеф базисной поверхности отличается от фактически наблюдаемого рельефа топографической поверхности. Разность высот между ними в каждой данной точке со-

ответствует относительной высоте современного рельефа, или, по В. П. Философову, остаточной высоте.

Распределение относительных (остаточных) высот можно передать, проводя систему изолиний, соединяющих точки с одинаковыми относительными (остаточными) высотами. Это осуществляют путем вычитания высот базисной поверхности из высот топографической поверхности в точках пересечения изобазит и горизонталей (рис. 19).

Карты сноса (глубины расчленения). Эти карты представляют собой как бы негативный слепок карты остаточного рельефа. Первоначально строят карты вершинной, или покровной, поверхности (Fischer, 1963), т. е.

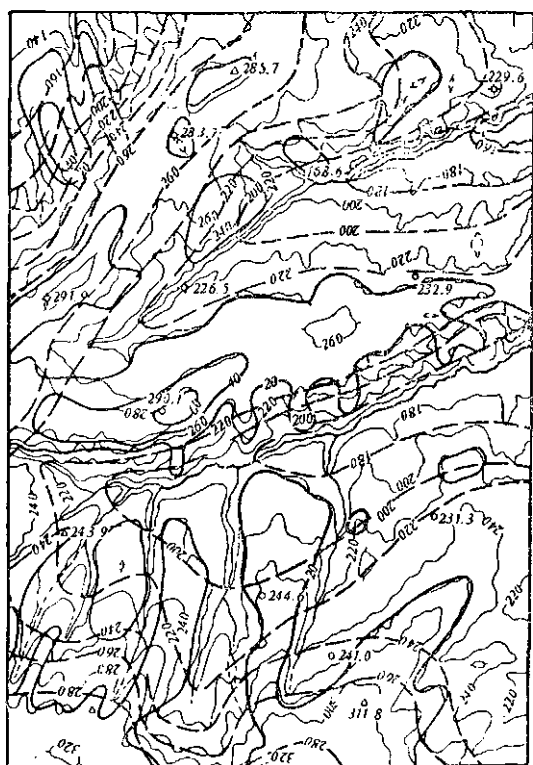


Рис. 19. Карта базисной поверхности и остаточных высот (по В. П. Философову):

1 — горизонталей; 2 — изобазиты и их высоты; 3 — изолинии остаточных высот

такой условной поверхности, которая проходит касаясь вершин водоразделов. Для этого на топографической основе проводят все водораздельные линии, которые, как и тальвеги, подразделяют на линии 1, 2, 3-го и последующих порядков. Далее отмечают точки пересечения водоразделов горизонталями, подписывают высоты и через точки с одинаковой высотой проводят изолинии вершинной поверхности (рис. 20). Эти изолинии представ-

ляют собой обобщенные горизонтали, полученные путем исключения эрозионных понижений. Степень обобщения различна в зависимости от того, какого порядка формы исключены. Обычно это бывают эрозионные формы и отвечающие им водоразделы 1-го и последующих ближайших порядков. Поэтому можно различать вершинные поверхности 2, 3-го и последующих порядков.

Вычитая высоты топографической поверхности из высот вершинной поверхности в точках пересечения соответствующих горизонталей, получают набор цифр, по которым на карте проводят изолинии величины сноса или глубины расчленения рельефа (см. рис. 20).

Разность высот вершинной и базисной поверхности дает представление об энергии рельефа. Эта величина равна мощности «пласта эрозии» (С. С. Воскресенский) или скульптурного рельефа.

Карты вертикального расчленения рельефа находят разнообразное применение при решении теоретических и прикладных задач геоморфологии:

поиска древних тектонических структур, изучения новейшей тектоники, характера и интенсивности эрозионно-денудационных процессов, изучения условий хозяйственного использования территории (орошение земель, дорожное строительство и пр.).

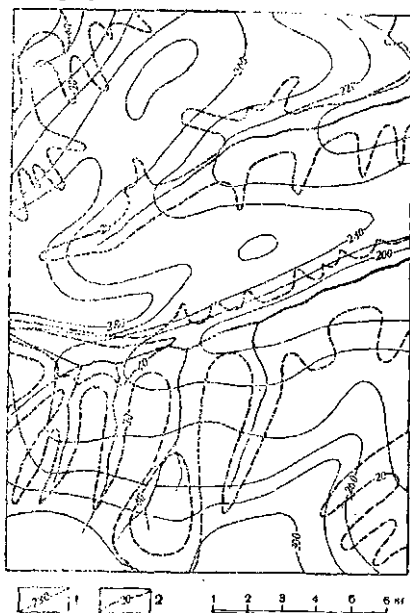


Рис. 20. Карта вершинной поверхности и величины сноса:

1 — изолинии вершинной поверхности по высотам водоразделов 2-го и более высоких порядков; 2 — изолинии величины сноса

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Под структурно-геоморфологическим анализом понимают изучение исторически сложившихся соотношений между рельефом земной поверхности и структурой земной коры. Путем такого анализа выясняют роль тектоники в развитии рельефа, устанавливают формы ее проявления в пластике земной поверхности, разрабатывают геоморфологические критерии прогнозирования и поисков геологических структур, что имеет большое практическое значение при поисках месторождений нефти и газа, рудных полезных ископаемых¹.

Отдельные структурные единицы — структурные формы, или геологические структуры, — геоморфологически проявляются в определенных единицах рельефа, которые И. П. Герасимов предложил называть морфоструктурами. В соответствии с размерами геоструктурных форм морфоструктурные единицы могут быть самого различного размера от сравнительно малых до очень крупных, или мегаформ. В любых морфоструктурах обычно наблюдаются признаки длительного и очень сложного геотектонического развития территории. Согласно И. С. Щукину, следует различать первичнотектонические и структурно-денудационные формы.

Первичнотектонические формы (или первичнотектонические морфоструктуры) непосредственно созданы тектоническими движениями (деформациями) земной коры и, следовательно, находятся в прямых соотношениях с возникшими при этом геологическими структурами. Первичнотектонические формы в чистом виде почти не наблюдаются, потому что они бывают расчленены под воздействием экзогенных агентов и могут быть лишь гипотетически восстановлены на основании различных данных.

Структурно-денудационные формы (или денудационные морфоструктуры) представляют собой проявление в пластике земной поверхности ранее сложившихся пассивных геологических структур благодаря воздействию на них экзогенных агентов и обычно присущему им чередованию стойких и менее прочных пород. По отношению к геологическим структурам денудационные морфоструктуры могут находиться не только в прямых, но и в обратных соотношениях.

¹ Общие вопросы структурной геоморфологии и структурно-геоморфологического анализа рассматриваются в трудах И. С. Щукина (1946, 1964), К. К. Маркова (1948), И. И. Герасимова (1959), К. И. Герасимчука (1960), В. Г. Бондарчука (1961), Н. И. Николаева (1962), Ю. А. Мещерякова (1965), Ж. Трикара (Tricart, 1952) П. Биро (Birot, 1958) и др.

Наблюдаемые в природе разнообразные структурно-геоморфологические комплексы образуются путем сочетания первично-тектонических и денудационных морфоструктур различного типа, происхождения и возраста. Поэтому единый по существу структурно-геоморфологический анализ, понимаемый в широком смысле, приходится разделять на два взаимосвязанных: 1) анализ первичотектонических морфоструктур или морфотектонический анализ и 2) анализ денудационных морфоструктур (морфоструктурный анализ в узком понимании этого термина).

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ В РЕЛЬЕФЕ

Морфотектонический анализ должен опираться на результаты общего геотектонического, в особенности неотектонического изучения территории. При этом нельзя довольствоваться выяснением только конечных результатов тектонического развития земной коры. Ускорение и замедление поднятий, многократная смена движений разной интенсивности и тем более разной направленности (знака) оказывают, как известно, очень большое воздействие на ход экзогенных процессов. Поэтому историю геотектонического развития территории, типы и режим тектонических движений необходимо выяснить возможно детальнее.

Проблема типологии движений земной коры — одна из самых дискуссионных в геотектонике. Вследствие слабой изученности причин этих движений разные авторы классифицируют их по-разному (Белоусов, 1962; Николаев, 1962; Хаин, 1964). Широко известна классификация по интенсивности и знаку движений и по создаваемым ими структурным формам. Такая классификация представляет большой геоморфологический интерес, так как указанными признаками характеризуется проявление тектонических движений в формах земной поверхности.

Различают следующие основные типы тектонических движений: колебательные, волновые, складчатые и разрывные.

Колебательные движения (общие колебания, по В. В. Белоусову) представляют собой нормальные к поверхности геоида ритмичные пульсации земной коры (вверх — вниз), совершающиеся одновременно в одном и том же направлении, с примерно одинаковой амплитудой и охватывающие весьма обширные площади, по меньшей мере платформы и смежные геосинклинали, а возможно даже всю Землю. Они обладают четко выраженной периодичностью, включая движения разного порядка с периодами колебаний продолжительностью от 150—200 млн. лет до нескольких тысяч и десятков тысяч лет и с различной амплитудой.

Колебательные движения проявляются в общих изменениях высот материков и глубин океанов, в изменениях очертаний и

размеров суши и моря, образовании речных, морских террас и поверхностей выравнивания. При однородном режиме колебательных движений террасы и поверхности выравнивания могут прослеживаться на большие расстояния, сохраняя свое количество и примерную высоту иногда даже в пределах различных структурных комплексов. При изучении общих колебаний стараются прежде всего установить их амплитуду, возраст, распространение, а затем порядок и период движений, признаки интерференции движений разного ритма.

Волновые движения охватывают всю Землю и приводят к образованию сопряженных зон поднятия и опускания с длительно выдержанным знаком движения земной коры. С ними связано образование основных форм мега- и макрорельефа земной поверхности: горных поднятий и межгорных депрессий, возвышенностей и низменностей.

Знак и интенсивность волновых движений с течением времени могут изменяться, и поэтому они, так же как и колебательные движения, приводят к образованию речных, морских террас и поверхностей выравнивания. В связи с этим следует обратить внимание на то, что раздельный анализ колебательных и волновых движений представляет обычно большие трудности, так как эти движения находятся между собой в тесной взаимосвязи. Это обстоятельство требует особенно внимательного и всестороннего изучения амплитуды, интенсивности, режима и возраста волновых движений, созданных ими структур и форм рельефа, особенностей сопряжения форм поднятия и опускания, изменения интенсивности поднятия или опускания, смены знака движения, чередования поднятий или опусканий с периодами относительного тектонического покоя.

Складчатые движения в отличие от движений первых двух типов проявляются локально и лишь в определенные отрезки времени. Они представляют собой необратимую пластическую деформацию, которая развивается в верхних слоях земной коры и приводит к деформации земной поверхности. При этом возникают положительные и отрицательные формы на месте антиклинальных и синклинальных структур, морфология которых полностью отражается в морфографических и морфометрических признаках рельефа: линейно вытянутым складкам соответствуют антиклинальные хребты и синклинальные долины, брахискладкам — брахиантиклинальные горы и холмы и т. д. При изучении складчатых движений устанавливают время их интенсивного проявления (фазу, эпоху складчатости), морфологические черты и размеры созданных структур и их выражение в рельефе, подробную характеристику всех складчатых форм.

Разрывные движения развиваются сопряженно с волновыми и складчатыми движениями. Роль разрывных движений (особенно глубинных разломов) в развитии структур земной коры

настолько велика, что их изучение позволяет пролить свет на многие важные черты морфологии земной поверхности. Отдельные разломы и системы разломов разбивают земную кору на глыбы, приподнятые или опущенные по плоскостям разрывов на различную величину с образованием уступов, горстовых хребтов, грабеновых долин и других форм. При изучении разрывов выясняют их амплитуду, возраст, соотношение с формами плавных движений (складками, сводами), характер и степень выражения в рельефе.

Различные типы движений земной коры обычно сложно сочетаются между собой, образуя сложные комплексы тектонических форм рельефа. Изучение подобных комплексов, выделение среди них форм разного порядка в связи с определенными типами тектонических движений и структур — одна из задач тектонико-геоморфологического анализа, включающего также изучение закономерностей развития тектонических форм рельефа во времени.

Тектонические движения указанных основных типов в разных областях отличаются неодинаковой интенсивностью и преобладанием поднятий или опусканий.

По интенсивности тектонических движений различают устойчивые (платформенные) области и подвижные пояса. По преобладающему знаку движений эти области, в свою очередь, разделяются на материковые и океанические платформы, орогенические области (или материкового горообразования) и геосинклинальные (Николаев, 1962; Шульц, 1964; Хаин, 1964).

Материковые и океанические платформы отличаются слабым проявлением тектоники, небольшой амплитудой и малыми градиентами движений земной коры. В пределах океанических платформ преобладают длительные опускания, а в пределах материковых платформ — поднятия. Среди материковых платформ выделяют структуры 1-го и 2-го порядков, обусловленные слабо дифференцированными поднятиями или относительными опусканиями.

К структурам 1-го порядка относятся древние и молодые платформы, в пределах которых выделяют щиты и плиты.

Материковые платформы сложены чехлом слабо нарушенных платформенных отложений, залегающих на складчатом фундаменте. У древних платформ осадочный чехол сложен главным образом рифейскими и палеозойскими отложениями, а у молодых платформ — мезозойскими и кайнозойскими отложениями, тогда как более древние породы входят в состав складчатого основания.

Щиты — структуры платформ с выступами складчатого фундамента — представляют собой области устойчивых поднятий. Плиты — части платформ, сложенные осадочным чехлом, который образовался в эпохи длительного погружения.

К структурам 2-го порядка относятся синеклизы и антеклизы — соответственно поднятия и погружения поверхности фундамента и покрывающих его осадочных слоев, которые в синеклизах достигают большой мощности. В пределах платформ выделяют также структуры более мелких порядков: флексуры и разрывы, горсты и грабены, валы и прогибы, купола и мульды и др.

Подвижные пояса отличаются резко дифференцированными движениями значительной амплитуды с большими градиентами. В орогенических областях преобладают общие поднятия с образованием горного рельефа. В геосинклинальных областях преобладают общие опускания, но на фоне погружения резко выделяются зоны поднятий в виде островных горных дуг.

В подвижных поясах различают ряды подчиненных друг другу антиклинальных и синклинальных структур разного порядка (мегаантиклинории и мегасинклинории, антиклинории и синклинории, антиклинальные и синклинальные складки). В их формировании большую роль играют разрывные движения, обособляющие сложные сводово-глыбовые и складчато-глыбовые структуры (горст-антиклинали, грабен-синклинали и др.). Внутри подвижных складчатых поясов резко выделяются так называемые срединные массивы — сравнительно стабильные (жесткие) древние структуры, которые как бы обтекаются складчатостью, но сами участия в ней не принимают, подвергаясь главным образом разрывным нарушениям.

Отмеченные геоструктурные области соответствуют определенным стадиям развития земной коры. При полевых геоморфологических исследованиях особенно важно выяснить характерные черты геосинклинальной, платформенной, новейшей (т. е. неоген-четвертичной) стадий геотектонического развития, время и характер перехода из одной стадии в другую, сопровождающегося резкими изменениями условий формирования рельефа.

В отношении конкретных форм проявления тектонических движений в течение каждой из вышеназванных стадий устанавливаются следующие.

Для геосинклинальной стадии: этапы тектонического развития (собственно геосинклинальный с резким преобладанием погружений и орогенный со значительным проявлением поднятий, складко- и горообразования), время смены одного этапа другим, образование крупных структурных единиц и отвечающих им орогенных форм рельефа, интенсивность и амплитуда поднятий, чередование поднятий с периодами относительного тектонического покоя и опускания, трансгрессиями и регрессиями омывающих морей.

Для платформенной стадии: возраст платформы, интенсивность и амплитуда тектонических движений, типы и развитие платформенных структур разного порядка на щитах и плитах,

соотношения платформенных структур и форм рельефа со структурами и формами складчатого фундамента.

Для новейшей стадии: начало неотектонического развития земной коры в данном районе, интенсивность, амплитуда, знак неотектонических движений, характер неотектонических структур и их выражение в формах земной поверхности, соотношение со структурами и остаточными формами рельефа, созданными в предшествующие стадии геотектонического развития.

Решая эти вопросы, геоморфологи широко используют результаты специальных геотектонических исследований. Однако, при полевой геоморфологической съемке геоморфологам и самим приходится изучать движения земной коры, в особенности новейшие движения, которые наиболее полно проявляются в формах земной поверхности.

Методы изучения тектонических движений земной коры освещаются в работах К. К. Маркова (1948), Н. И. Николаева (1949, 1962), В. Е. Хаина (1964), А. Ф. Якушовой (1964), Ю. А. Мещерякова и многих других ученых. В работе Н. И. Николаева (1949) впервые была дана подробная классификация методов изучения новейших и современных тектонических движений с подробной характеристикой каждого метода. Среди них наибольший интерес представляют разнообразные геологические и геоморфологические методы.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Для изучения движений земной коры и создаваемых ими первичнотектонических морфоструктур применяют следующие геологические методы: структурный, анализа мощности, фаций и формаций новейших отложений, историко-тектонический.

Структурный метод

Тектонические движения земной коры можно установить по морфологии созданных ими геологических структур. С этой целью наблюдаемые в настоящее время вторичные формы залегания горных пород сравнивают с первичными. По степени и характеру отклонения вторичных форм от первичных судят об интенсивности и характере тектонических движений, если только деформации слоев не были вызваны какими-либо другими причинами.

Первичные формы залегания пород тесно связаны с условиями их образования. Породы морского происхождения обычно отлагаются в виде правильных слоев горизонтального или слабо наклонного залегания. Континентальные осадки нередко обладают различным, иногда довольно большим наклоном, что

связано с неровностями рельефа, гранулометрическим составом и характером процесса накопления осадков. Так, гравитационно-делювиальные отложения горных склонов могут падать под углом $15-20^\circ$ и более, отложения конусов выноса — до 10° , а пролювиальные и континентально-дельтовые отложения предгорий — до 2° . В мощных накоплениях морских дельт слои могут иметь однообразное падение под углом до 30° и часто бывают прикрыты горизонтально залегающими осадками пойменных разливов, образующими как бы угловое несогласие с подстилающими слоями, которые по внешнему виду напоминают тектоническое. В морских осадках, непосредственно залегающих на резко расчлененную неровную поверхность размыва, наблюдается согласная с неровностями погребенного рельефа облекающая слоистость, которую также можно ошибочно принять за тектоническую. Поэтому при изучении новейших тектонических структур необходимо считаться с большой вероятностью первичного наклона и даже изгиба слоев. Эти первичные наклоны слоев определяют и затем учитывают при последующих тектонических реконструкциях.

Особо следует учитывать возможность нетектонического происхождения некоторых нарушений залегания горных пород, например оползневого, ледниково-напорного, с чем приходится встречаться при изучении четвертичных и более древних отложений. Обычно сама морфология структур, их соотношения с подстилающими и перекрывающими осадками, с рельефом земной поверхности, литолого-стратиграфические и прочие признаки позволяют с достаточной определенностью высказать суждение о происхождении и времени образования этих нарушений.

Геологические структуры изучают путем анализа и сопоставления геологических разрезов. При этом выясняют условия залегания горных пород, определяют угол падения, азимут линий падения и простираания пластов, а также поверхностей разрывных нарушений, описывают поверхности углового несогласия. Все эти приемы обычно применяют для изучения складчатых структур, когда они хорошо выражены и непосредственно наблюдаются в разрезах. Однако для изучения крупных волновых и складчатых деформаций, характерных для неотектонической стадии развития земной коры, обычные методы полевой структурно-геологической съемки часто оказываются мало применимыми. Такие структуры приходится восстанавливать по опорным стратиграфическим горизонтам путем прослеживания их на большом протяжении и определения их высоты над уровнем моря. По найденным абсолютным отметкам судят о морфологических чертах и о размерах неотектонических структур. Наглядное представление о структурах дают геологические разрезы большого протяжения, на которых выделены основные стратиграфические горизонты всех древних и новейших структурных

ярусов. Подобные разрезы позволяют установить характер структур внутри каждого яруса, соотношения между ними (унаследованность, конформность и пр.).

Наглядную и в то же время более полную пространственную характеристику неотектонических структур можно дать с помощью карты *стратонизогипс*¹. Однако при составлении этой карты возникают большие трудности, так как новейшие отложения обычно имеют ограниченное распространение (особенно в областях поднятий и преобладания процесса денудации), фациально очень изменчивы и часто бывают континентальными, отличаясь значительным первичным наклоном слоев. Нужно очень обстоятельно изучить новейшие отложения, чтобы выбрать среди них горизонты, наиболее подходящие для составления карты стратонизогипс. Это должны быть пласты горных пород, которые литологически хорошо опознаются в разрезах, широко распространены в пределах изучаемой территории, характеризуются горизонтальным или близким к нему первичным залеганием. Названным условиям обычно больше всего удовлетворяют морские отложения. Если они отсутствуют, карту стратонизогипс строят по горизонтам аллювиально-пролювиальных, флювиогляциальных, озерных отложений. Особенно ценны при этом мелкозернистые осадки, которые своим гранулометрическим составом указывают на спокойный режим их накопления в понижениях плоского рельефа с небольшими уклонами земной поверхности. Для той же цели могут быть использованы лавовые покровы основного состава (базальты, андезиты, андезито-базальты).

Для областей рано начавшегося устойчивого во времени новейшего поднятия, сопровождавшегося денудацией (где трудно найти выдержанный на большой площади сплошной слой осадков), карту стратонизогипс составляют путем интерполяции по отдельным разрозненным остаткам отложений какого-либо стратиграфического горизонта или по нескольким горизонтам, различным для разных мест исследованной территории (рис. 21).

При геотектонической интерпретации стратонизогипс необходимо учитывать формы первоначального залегания слоев, поверхность которых, как было сказано, не совпадает с горизонтальной плоскостью и располагается на некоторой высоте или глубине относительно уровня моря. Восстановление этих форм составляет очень ответственную геологическую и геоморфологическую задачу, которую решают на основании комплекса признаков одновременно с выяснением истории осадконакопления и развития рельефа. Оценка тектонических движений по карте стратонизогипс облегчается, когда изображаемые ими вторичные формы залегания слоев обладают большими амплитудами вы-

¹ Стратонизогипсами называют горизонталы, проведенные по кровле или подошве какого-либо слоя.

сот, измеряемыми тысячами метров, и им заведомо уступают первичные формы, которыми в таком случае можно даже пренебречь.

Для суждения о развитии структур во времени карты стратонизогипс составляют на один и тот же район по разным страти-

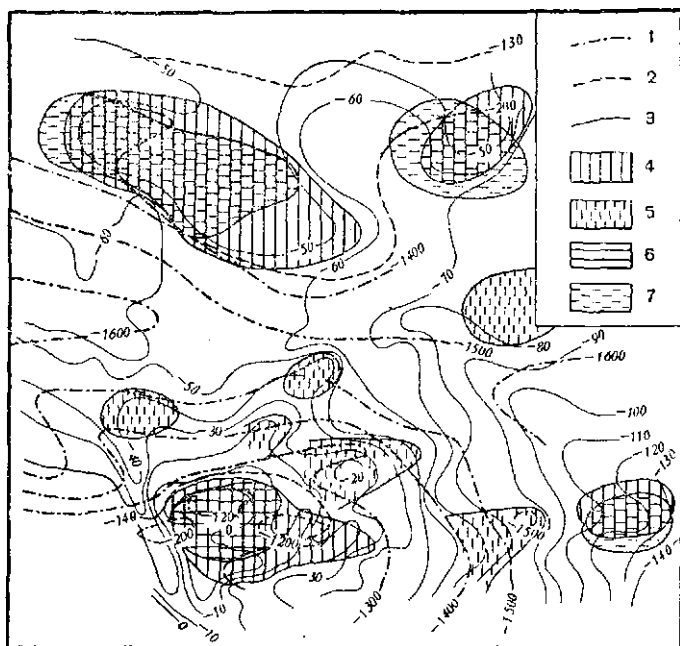


Рис. 21. Схема выраженности локальных поднятий в современном и погребенном (послепleistическом) рельефе

(по Л. П. Полкановой, С. И. Варущенко и С. Н. Тесакову):
 1 — изогипсы по отражающему горизонту в зоональных отложениях;
 2 — изогипсы по кровле сарматских глин; 3 — морфоизогипсы по денудационной поверхности погребенного (послепleistического) рельефа; 4 — локальные поднятия, хорошо выраженные в погребенном рельефе; 5 — то же, слабо выраженные в погребенном рельефе; 6 — то же, хорошо выраженные в современном рельефе; 7 — то же, слабо выраженные в современном рельефе

графическим горизонтам. В этом случае по соотношению высот и конфигурации стратонизогипс судят о морфологии, амплитуде и интенсивности новейших движений за отдельные более короткие отрезки времени.

Анализ мощности и фаций отложений

Анализ мощности отложений. Метод сравнительного изучения мощности осадочных отложений с целью изучения движений земной коры впервые применил в своих исследованиях

И. С. Шатский. Затем этот метод подробно обосновал и развил В. В. Белоусов, а впоследствии также С. С. Шульц, В. Е. Хаин и многие другие советские ученые. В настоящее время этот метод является одним из основных и широко применяемых в геотектонике, главным образом при изучении движений земной коры, совершавшихся в прошлые геологические периоды. Но его в некоторых районах можно также применять и для изучения новейших движений.

Сущность метода заключается в следующем. Изучение конических отложений показывает, что они чаще всего бывают представлены мелководными морскими осадками, отлагавшимися на глубинах не более 200—300 м, и прибрежно-аллювиальными фациями. В то же время мощности этих осадков достигают обычно величин, значительно превышающих глубину их накопления. Это заставляет предполагать, что в масштабе геологического времени прогибание земной коры, как правило, компенсировалось накоплением осадков. Общая мощность осадков, зафиксированная в разрезе, должна, следовательно, соответствовать амплитуде прогибания за определенный отрезок времени. Таким образом, по мощности отложений (отдельных горизонтов, свит и пр.), измеренной в различных местах, можно судить о том, с какой амплитудой и интенсивностью совершалось в этих местах прогибание земной коры и какие при этом развивались тектонические структуры.

Необходимо, однако, подчеркнуть, что полное соответствие между мощностью отложений и амплитудой прогибания земной коры наблюдается лишь тогда, когда фациальный характер осадков остается в течение длительного времени в общем неизменным, т. е. в случае компенсированного прогибания. Если же по мере накопления осадки становятся все более глубоководными, то это значит, что происходит некомпенсированное прогибание, размер которого превышает мощность отложений настолько, насколько возросла глубина бассейна. Обычно это бывает там, где осадки поступают в крупную интенсивно прогибающуюся депрессию и не достигают центральной ее части, отлагаясь преимущественно по ее краям (на крыльях прогиба) и достигая здесь наибольшей мощности. Подобное некомпенсированное прогибание наблюдается в настоящее время в глубоководных впадинах современных морей; происходило оно и в древних водоемах. Поэтому при изучении мощности осадков тщательно устанавливают степень компенсации прогибания осадконакоплением.

Значительное влияние на местные колебания мощности новейших отложений могут оказать: 1) неровности погребенного рельефа, например крупные эрозионные понижения, глубина которых местами даже превышает мощность перекрывающих отложений; 2) неровности первичного аккумулятивного рельефа

(подгорные шлейфы, конусы выноса); 3) последующий размыв. Так, значительное скопление обломочного материала по периферии межгорных впадин отнюдь не свидетельствует о дифференцированных опусканиях. Оно лишь отражает общую закономерность концентрации осадков у подножия воздымающихся гор.

Таким образом, на основании сравнительного изучения мощности отложений можно делать обоснованные геотектонические выводы, если: 1) доказано полное или значительное компенсирование прогибания накоплением осадков, или, что то же, постоянство гипсометрического уровня (поверхности) аккумуляции осадков, 2) возможные колебания уровня аккумуляции значительно меньше мощности осадков, 3) мощность осадков значительно превышает размеры неровностей погребенного и дневного как эрозионного, так и аккумулятивного рельефа. Эти условия полнее всего выдерживаются в новейших отложениях межгорных и предгорных прогибов альпийской геосинклинальной зоны, краевых, особенно подвижных, участков платформ, испытавших длительное погружение.

Области прогибания и накопления осадков всегда изучают сопряженно с областями поднятия и денудации, образующими вместе крупные конседиментационные складки, развивавшиеся в течение длительного времени одновременно с осадконакоплением (Шульц и Брунс, 1955).

В конседиментационных складках мощность осадочных образований обычно увеличивается к ядрам синклиналей и уменьшается к сводам антиклиналей. При этом в одних случаях происходит закономерное уменьшение к сводам антиклиналей мощности всех пластов, а в других, кроме того, происходит выпадение из разреза отдельных свит, горизонтов или слоев. Выпадение (выклинивание) слоев может происходить снизу, т. е. начиная с наиболее древних (что указывает на разрастание области прогибания и аккумуляции), или сверху, начиная с более молодых (при разрастании области поднятия).

Наглядное представление о распределении осадков дают карты изопакит, т. е. линий, соединяющих точки с одинаковой мощностью осадков. Эти карты можно рассматривать как палеоструктурные, на которых формы структурных поднятий и опусканий вырисовываются как места соответственно сокращения и увеличения мощности осадков. Составив карты изопакит для отдельных горизонтов новейших отложений, можно судить о развитии новейших структурных форм во времени (рис. 22).

Фациальный анализ. Изучение мощности отложений дополняют анализом их фациального состава, который также указывает на характер и интенсивность тектонических движений земной коры. Если возникающие тектонические неровности постоянно нивелируются процессами денудации и аккумуляции, то условия осадконакопления с течением времени остаются на всей пло-

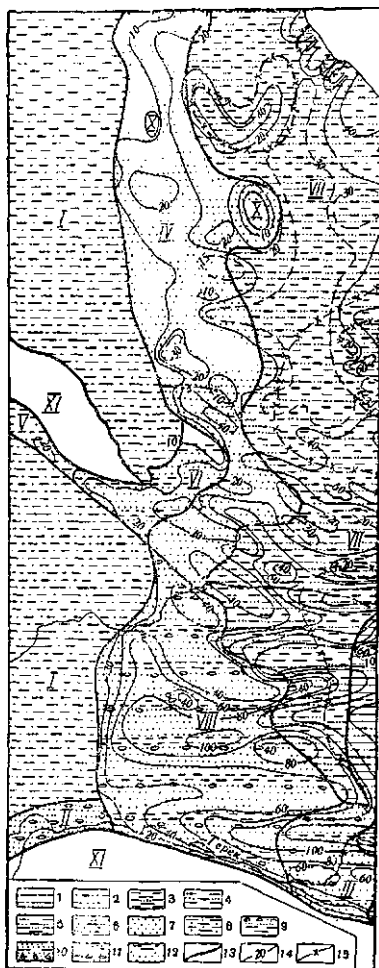
щади постоянными, что выражается в фациальной однородности отложений. Если же дифференцированные тектонические движения преобладают над процессами сноса и отложения, то они проявляются в положительных и отрицательных формах рельефа, а благодаря им в характере и распределении фаций.

В зависимости от интенсивности тектонических движений фациальный состав конседиментационных структур может варьировать в очень широких пределах от тонкозернистых глубоководных морских до крупнообломочных континентальных отложений. Например, мезокайнозойские отложения Средней Азии в зависимости от положения в структуре резко меняют свой гранулометрический состав, слоистость, окраску и характер остатков фауны. От антиклинальных хребтов в сторону синклиналий депрессий отмечается закономерная смена грубообломочных отложений склонов более мелкообломочными пролювиальными и далее аллювиальными и озерными отложениями, т. е. наблюдается зональное распределение фаций, детально изученное С. С. Шульцем, В. И. Поповым и другими исследователями. При определенной направленности тектонического развития, например при разрастании крупных поднятий за счет депрессий в орогенических зонах,

Рис. 22. Фрагмент схематической карты фаций и мощностей хазарских отложений (по А. Ф. Якушовой, Н. А. Сягаеву и А. А. Чистякову):

1 — глины; 2 — суглинки; 3 — глины с прослоями тонкозернистых песков; 4 — переслаивание глины и тонкозернистых песков; 5 — пески с прослоями глины; 6 — пески тонкозернистые, глинистые, алевритовые; 7 — пески мелкозернистые и крупнозернистые; 8 — суглинки и глины; 9 — глины, перекрытые песками и галечниками; 10 — пески с прослоями глины и ракушечников; 11 — глины, пески и галечники; 12 — пески, перекрытые глинами; 13 — граница фаций; 14 — изопахиты; 15 — граница литофаций

Фации: I — покровных суглинков водоразделов и склонов; II — аллювиальная; III — дельтовая; IV — прибрежная (глубина до 20 м); V — лиманная, перекрытая озерной фацией; VI — прибрежная, перекрытая лиманной фацией; VII — мелкого моря (глубина до 100 м); VIII — мелкого моря, перекрытая аллювиальной фацией; IX — моря умеренных глубин (глубина 100 м); X — участки предполагаемого распространения осадков, впоследствии уничтоженных размывом; XI — области сноса



наблюдается последовательная миграция области осадконакопления от окраин впадин к их внутренним частям с одновременным увеличением площади размыва. Так, периферические участки впадин Средней Азии, бывшие в начале неогена поясами сплошной аккумуляции, постепенно превратились в области интенсивного размыва. Вместе с тем произошло изменение состава неогеновых отложений, которые снизу вверх по разрезу становятся все более грубообломочными (Шульц и Брунс, 1955).

Если интенсивные поднятия сменяются затем слабыми тектоническими движениями, то образовавшиеся горы будут с течением времени разрушаться сначала очень интенсивно, а затем, по мере снижения и выполаживания рельефа, все более медленно. Соответственно будет изменяться и состав отлагающегося у подножия гор материала, который в основании разреза грубообломочный, а вверх становится все более тонкозернистым.

Таким образом, путем сопоставления и сравнительного изучения разрезов осадочных толщ, выяснения закономерностей их распространения и последовательного изменения в вертикальном направлении, изучения перерывов и несогласий, коррелирования с формами рельефа можно составить представление о тектоническом развитии территории и о формировании отдельных структур.

Наиболее наглядное представление о пространственном распределении фаций и закономерностях их изменения во времени можно получить при помощи серии палеогеографических (палеофациальных) карт. На них выделяются области денудации и области аккумуляции, а внутри последних различные типы и разновидности фаций. Сопоставление этих карт с картами изопакит и стратоизогипс позволяет проанализировать закономерную изменчивость мощности и состава определенных стратиграфических горизонтов в пределах изучаемой территории, контуры структур и выраженность их в рельефе, позволяет установить характер и амплитуду тектонических движений, историю развития тектонических структур и тектонических форм рельефа (см. рис. 22).

При геотектонической интерпретации результатов фациального анализа новейших отложений, так же как и при интерпретации мощностей, обязательно учитывают палеогеоморфологические и палеоклиматические условия осадконакопления. Распределение моря и суши, областей аккумуляции и денудации, различных фаций новейшего времени нередко отражает не только движения земной коры, но также общегеографические условия сноса и осадконакопления, в частности, сложившийся эрозионный рельеф, направление континентальных и подводных потоков наносов. Самый факт трансгрессии в специфических условиях новейшего времени не всегда и не в полной мере бывает связан с опусканиями земной коры, но вызывается изменениями

климата подобно тому, как это имело место в истории Каспия в четвертичное время. Резкие изменения климата неизбежно влекут за собой изменения интенсивности и качественного своеобразия денудационно-аккумулятивных процессов даже при постоянстве тектонической обстановки. Например, в четвертичное время неоднократно усиливалось горное оледенение, а с ним в молассовых толщах появлялись горизонты грубообломочных отложений.

Историко-тектонический метод

Изучение тектонических движений методами структурного, фацеального анализ, анализа мощностей последовательных стратиграфических горизонтов позволяет установить определенные закономерности развития тектонических структур на протяжении длительного геологического времени. При этом, согласно Н. С. Шатскому, следует различать унаследованные структуры, которые тесно связаны в структурном и стратиграфическом отношении с древними отложениями и отличаются длительным развитием, и паложненные или новообразованные структуры, которые ложатся резко несогласно на древние горизонты и характеризуются более коротким периодом развития. Однако между унаследованными и паложненными структурами нет резкой грани, так как в новых структурах всегда можно распознать элементы старых, а при длительном развитии старых структур всегда возникают новые элементы.

Если установлено длительное устойчивое развитие структурных ярусов, доступных непосредственному наблюдению, то это дает основание судить о более древних структурах погребенного складчатого основания и о новейших движениях земной коры даже в тех случаях, когда они не поддаются изучению обычными геологическими методами (А. В. Пейве, А. Л. Яншин и др.).

При реконструкции новейших движений следует учитывать, что их унаследованность от более древних этапов геотектонического развития бывает различна в зависимости прежде всего от возраста складчатого фундамента. В областях альпийской складчатости новейшие движения по своему характеру и направлению являются естественным продолжением и развитием ранних тектонических движений. В более древних областях могут наблюдаться значительные несовпадения плана и даже знака новейших и предшествующих движений.

Черты унаследованности полнее всего бывают выражены у глубинных разломов и связанных с ними линейных структурных элементов, устойчиво прослеживаемых через разные структурные ярусы.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Принципиальная основа геоморфологических методов изучения неотектонических движений, разработанная К. К. Марковым (1948), С. С. Шульцем (1948), Н. И. Николаевым (1949, 1962), В. Пенком (1961) и др., заключается в следующем: существующие в настоящее время и восстановленные (первоначальные) формы рельефа сравнивают между собой и на основании этого судят о характере происшедших за данный отрезок времени деформациях земной поверхности, например неравномерных поднятиях денудационных или аккумулятивных равнин, искривлениях морских и речных террас.

Чтобы составить представление о развитии новейших движений во времени и о их воздействии на рельеф, производят общий геоморфологический анализ территории, изучают элементы, формы рельефа и их комплексы вместе со слагающими их коррелятными толщами, выясняют историю формирования рельефа. В первом приближении о неотектонической обусловленности рельефа судят по его внешним — морфографическим и морфометрическим — признакам.

Морфографический и морфометрический методы изучения новейшей тектоники основаны на известном общем положении геоморфологии, которое заключается в том, что рельеф земной поверхности представляет собой результат одновременного воздействия на него тектонических и экзогенных процессов. В тех случаях, когда неотектонический фактор был особенно активен, во внешнем облике земной поверхности находит непосредственное выражение морфология новейших структурных форм.

Тектоническая молодость современного рельефа впервые была показана В. А. Обручевым на примере Сибири. После него многочисленными исследователями были представлены новые доказательства прямой обусловленности рельефа нашей страны и зарубежных стран новейшей тектоникой. Однако даже в районах наибольшей мобильности земной коры простое истолкование форм рельефа как чисто тектонических конечно недопустимо. Каждый раз необходимо учитывать: 1) порядок и морфографический облик форм рельефа, 2) роль в их образовании других (экзогенных, вулканических) факторов, 3) возраст и характер первоначального рельефа или рельефа, сложившегося к началу новейшей тектонической активности.

Поверхность молодых (четвертичных) аккумулятивных низменностей, например Прикаспийской, почти не расчленена эрозией и поэтому многие их поверхности могут быть истолкованы как тектонические, связанные с новейшей повышенной активностью волновых и складчатых, в частности брахискладчатых,

структур (куполов). Первичнотектонические формы более древних равнин, например третичного плато Устюрт, частично уже разрушены под воздействием экзогенных факторов, но все же они достаточно отчетливо узнаются в рельефе в виде плоских антиклинальных возвышений.

В альпийских и возрожденных горных странах, где активность новейших тектонических движений была очень велика, крупные горные хребты, как правило, соответствуют антиклиналям и горст-антиклиналям, а депрессии — синклиналям и грабен-синклиналям. Таким образом, новейшие структуры очень хорошо выражены в рельефе, несмотря на то, что в горах интенсивность экзогенных процессов в новейшее время также была высока.

О морфологии и размерах новейших структурных форм можно судить по количественным показателям рельефа, отображаемым на морфометрических картах. Задача заключается в том, чтобы из множества показателей и способов построения карт выбрать такие, которые бы нагляднее и полнее всего выявляли геологические структуры. Чаще всего для этих целей используют карты базисной поверхности, вершинной поверхности (обобщенных горизонталей), относительных высот (остаточного рельефа) и глубины расчленения (величины сноса).

Необходимо учитывать, что названные карты отображают не только новейшие, но также древние структуры. Кроме того, на них сказывается еще целый ряд особенностей геоморфологического строения и развития территории: характер рельефа, который сформировался до эпохи неотектонической активности (наличие древних остаточных высот), степень преобразования рельефа под воздействием экзогенных факторов и вулканизма, денудационное снижение водоразделов, различная глубина врезания долин в зависимости от стадии и цикла их развития. Все это и многое другое требует очень осторожной морфотектонической интерпретации морфометрических карт.

Морфографический и морфометрический методы изучения неотектонических структур дают значительно более надежные результаты, когда они органически сочетаются с другими геоморфологическими методами. Сюда относятся методы, основанные на изучении вулканического, флювиального, денудационного, карстового, ледникового, эолового рельефа, рельефа морских и озерных побережий. Вопросы неотектонической интерпретации результатов изучения названных генетических категорий рельефа рассматриваются в последующих главах этой книги.

КОМПЛЕКСНЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Геологические и геоморфологические методы изучения новейшей тектоники и созданных ею форм рельефа позволяют исследовать движения, совершавшиеся в различные по давности и

протяженности отрезки времени. Применяемые порознь, они не всегда дают надежные результаты, так как иногда допускают различную геотектоническую интерпретацию. Геологические методы наиболее пригодны для изучения древней морфотектоники, тогда как геоморфологические методы общепризнаны при изучении новейших морфоструктур, хотя они могут пролить свет на формирование морфоструктур и более далекого геологического прошлого. Названные методы, кроме того, распадаются на отдельные частные методы еще более узкого применения как в отношении территориального охвата, так и в смысле охвата явлений во времени. Например, изучение древних береговых линий возможно только в узкой зоне побережья, а изучение речных террас и поверхностей выравнивания на обширных площадях континентов; деформации морских террас характеризуют новейшие движения, а береговые валы с их взаимным расположением и изменением высоты — современные и наиболее молодые новейшие движения. Поэтому геотектонические выводы, полученные одним методом, обязательно следует проверить, уточнить или дополнить с помощью других методов. Это можно сделать, применив комплексный метод изучения движений земной коры и тектонических форм рельефа (Николаев, 1962; Хаин, 1964).

Используя комплексный метод, можно встретиться с затруднением, когда частные методы дают противоречивые результаты. В этом случае путем сравнительной оценки достоверности предварительных выводов получают решение, наиболее соответствующее действительности. Нередко противоречия между частными выводами бывают только кажущимися. Они могут возникнуть из-за того, что движения земной коры обладают очень сложным спектром, и частные методы характеризуют движения различного ритма, размаха и возраста. Поэтому комплексный метод нельзя понимать как чисто механическое сопоставление и суммирование многих данных.

В табл. 2 приведен перечень основных геолого-геоморфологических признаков поднятий и опусканий земной коры, не являющихся однако равноценными. Для того чтобы эти признаки были правильно использованы, необходимо в каждом конкретном случае установить не только знак движений, но еще их тип, ритм, размах, возраст, морфологический облик структур. Только при этих условиях комплексный метод позволит дать действительно полную картину тектонических движений, охарактеризовать их: 1) более достоверно, 2) на любой территории с различными геолого-геоморфологическими условиями и 3) в широком историческом разрезе с выяснением истории развития тектонических структур и соответственно тектонических форм рельефа.

Основой комплексного метода всякий раз должна являться взаимная увязка и корреляция геологических и геоморфологиче-

**Основные геолого-геоморфологические признаки поднятий
и опусканий земной коры¹**

	Признаки поднятий (положительных морфоструктур)	Признаки опусканий (отрицательных морфоструктур)
Геологические	Положительные структуры, уменьшение мощности отложений, выпадение отдельных горизонтов из разреза, контактные поверхности размыва, замена морских фаций континентальными, глубоководных осадков более мелководными, тонкозернистых морских и континентальных отложений более грубозернистыми и крупнообломочными	Отрицательные структуры, увеличение мощности отложений, появление в разрезе новых горизонтов, смена континентальных фаций морскими, мелководных осадков более глубоководными, грубозернистых и крупнообломочных морских и континентальных отложений более тонкозернистыми
Геоморфологические	Прямые первичнотектонические положительные формы рельефа, приподнятые и деформированные береговые уровни, террасированные побережья, береговые валы, повышающиеся от моря в глубь суши, крупные изгибы береговой линии в плане, огибающие области поднятия (полуострова), террасированные речные долины, эрозионные и цокольные террасы с преимущественно выстилаемым аллювием, деформации террас положительного знака на продольном профиле, появление дополнительных эрозионных террас, врезанные меандры, узкие и крутосклонные эрозионные формы, выпуклые деформации продольного профиля русла, крупные изгибы рек в плане (луки), огибающие области поднятия, радиальное расхождение эрозионных форм, перестройка эрозионной сети, миграции континентальных дельт и конусов выноса, приподнятые и деформированные поверхности выравнивания (флювиально-денудационные, абразивные, эрозионные), высокий крутосклонный флюви-	Преимущественно аккумулятивный рельеф, прямые первичнотектонические отрицательные формы рельефа, погруженные древние береговые уровни, затопленный рельеф суши, ингрессионные берега, береговые валы, повышающиеся от суши в сторону моря, крупные изгибы береговой линии в плане, входящие в области опускания (заливы), погребенные террасы, переуглубленные долины, аккумулятивные террасы с выстилаемым аллювием, деформации террас отрицательного знака на продольном профиле, расширение долин, плоскоравнинный флювиально-аккумулятивный рельеф, вогнутые деформации продольного профиля, радиальное схождение рек, миграции континентальных дельт, конусов выноса и речных долин в сторону областей относительного погружения, отрицательные деформации уровня снеговой линии

¹ Геоморфологические признаки расшифрованы в следующих главах книги.

	Признаки поднятий (положительных морфоструктур)	Признаки опусканий (отрицательных морфоструктур)
	ально-денудационный (флювиально-гравитационный) рельеф, положительные деформации уровня снеговой линии, вложенные трог, разновозрастные уровни горизонтальных карстовых пещер	

ских данных. При этом сохраняет свое значение правило: прежде чем объяснить различные геолого-геоморфологические факты проявлением движений земной коры, необходимо сначала убедиться в том, что эти факты нельзя объяснить, помимо тектоники, особенностями развития рельефа и внутренней динамикой экзогенных процессов.

АНАЛИЗ ДЕНУДАЦИОННЫХ МОРФОСТРУКТУР

При геоморфологических исследованиях выясняют общую структурную обстановку развития рельефа (платформенная или складчатая область), тип структуры (горизонтальная, моноклиналичная, вертикальная, складчатая, глыбовая, складчато-глыбовая структуры) и те конкретные структурные формы разного порядка, которые характерны для этих типов. В складчатых областях, кроме того, устанавливают формы интрузий, которые могут значительно осложнять структуру земной коры и создавать свои специфические элементы и формы рельефа.

По условиям образования и соотношению с вмещающими горными породами различают следующие основные формы интрузий.

Батолиты — наиболее крупные магматические тела неправильных очертаний, застывшие глубоко в толще земной коры. Они приурочены к центральной части складчатых зон, где в результате интенсивной денудации выступают в виде крупных горных массивов и хребтов.

Согласные интрузии — магматические внедрения вдоль плоскостей слоистости. К ним относятся: 1) силлы, или пластовые интрузии — пластообразные и линзообразные магматические тела, расслаивающие осадочные горные породы на отдельные пачки; играют бронирующую роль в образовании плато, структурно-денудационных террас; 2) лакколиты — караванеобразные интрузии, образующиеся на небольшой глубине от поверхности; под давлением магмы слои вышележащих пород приподнимают-

ся в виде купола, который сохраняет свой внешний облик и после удаления осадочного покрова; 3) лополиты — интрузии блюдцеобразной или брахисинклинальной формы; 4) факолиты — серповидные интрузии, деформированные согласно с изгибами слоев антиклинальных складок.

Несогласные интрузии — магматические внедрения под углом к плоскостям напластования осадочных толщ. К ним относятся: 1) штоки — изометричные или вытянутые в плане тела с круто падающими боковыми стенками; в результате препарировки образуют небольшие массивы и вершины, резко выступающие на фоне более сглаженного рельефа; 2) дайки — вертикальные и крутонаклонные плиты или жилы, выступающие на поверхность в виде разрушенных стен; приурочены к трещинам в земной коре; 3) нейки — цилиндрические магматические тела, которые в результате препарировки выделяются в виде останцовых крутобоких вершин.

При структурно-геоморфологическом изучении территории геоморфолог в полной мере использует геологические материалы (описания, разрезы, карты). Но и независимо от них в поле необходимо вести дополнительные геологические наблюдения. Структурные элементы и формы рельефа особенно тщательно следует изучать в условиях горизонтальной структуры, где они часто обусловлены деталями геологического строения, например трещиноватостью горных пород, и потому не так просто выявляются, как в складчатых зонах.

Анализ денудационных морфоструктур проходит через стадии изучения отношений: элементов рельефа к структурным элементам, простых и сложных форм рельефа разного порядка к простым и сложным структурным формам разного порядка, комплексов форм рельефа к структурно-геологическим комплексам.

При морфоструктурном анализе элементов рельефа выделяют структурные и аструктурные поверхности (Щукин, 1946). Структурные поверхности рельефа совпадают с поверхностями напластования осадочных горных пород или поверхностями магматических тел. Они могут быть первичные или аккумулятивные, образовавшиеся в процессе аккумуляции самого верхнего горизонта осадочной серии, и вторичные или денудационные, представляющие собой поверхности отпрепарированных денудацией очень прочных геологических тел. Аструктурные поверхности срезают пласты осадочных горных пород или интрузивные магматические тела под различным углом. По отношению к простиранию пластов они подразделяются на поперечные, продольные и косые, а по отношению к падению слоев — на согласные (катаклинальные) и несогласные (анаклинальные). При горизонтальных слоях поверхности срезания являются нейтральными.

Анализ отношений элементарных поверхностей рельефа и структур дополняют анализом отношений линейных и точечных элементов рельефа к линейным и точечным элементам структур. При этом различают нейтральные (в условиях горизонтального залегания слоев), продольные, поперечные и косые или диагональные направления водораздельных линий, гребней, бровок, тальвегов. Продольные направления подразделяют на антиклинальные, синклинальные, моноклинальные; поперечные — на согласные, несогласные и сложные.

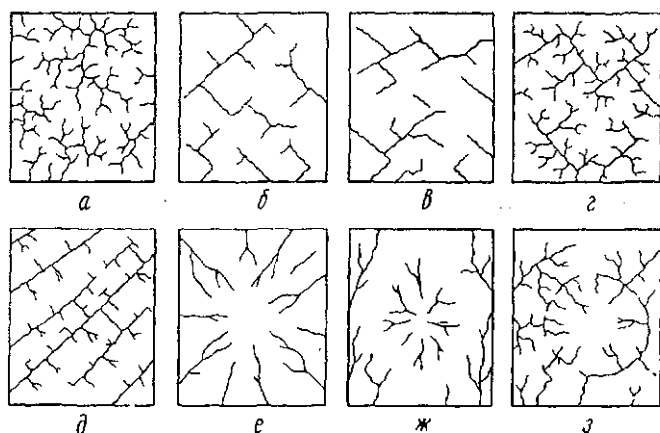


Рис. 23. Основные типы рисунка эрозионной сети
(по В. Миллер и К. Миллер):

а — дендрический (древовидный); б — прямоугольный; в — диагональный; г — прямоугольный с участками древовидного; д — решетчатый; е — радиальный; ж — центростремительный; з — кольцевидный

Изучают рисунок сети тальвегов и водораздельных линий, его зависимость от структурно-петрографических условий и от трещиноватости горных пород. Принято различать следующие типы рисунка эрозионной сети: дендрический (древовидный), прямоугольный, диагональный, решетчатый, радиальный, центростремительный, кольцевидный (рис. 23). По ним можно судить о системе расположения и о характере структурных единиц.

Изучение структурно-геоморфологических элементов очень важно для понимания их морфографических и морфометрических свойств, особенно когда геологический разрез состоит из пород разной прочности, обуславливающих сложные очертания склонов, гребневых линий, бровок, тальвегов, а также определенные их сочетания. Эти свойства бывают настолько своеобразны, что по ним при наблюдениях в поле, при дешифрировании аэрофотоснимков можно судить о характере геологического раз-

реза, проводить границы между отдельными горизонтами горных пород, определять условия их залегания, т. е. решать задачи геологической съемки.

Изучение отношений элементов рельефа к структурным элементам необходимо для оценки условий развития экзогенных рельефообразующих процессов, которые значительно отличаются в зависимости от того, срезаются ли, например, склонами или тальвегами пласты горных пород согласно их падению или несогласно. Согласно падение склонов более благоприятно для склоновых, в частности оползневых, процессов, благодаря чему такие склоны быстрее выколаживаются, чем несогласные.

Как показал И. С. Щукин (1946), степень участия в строении земной поверхности структурных и аструктурных элементов является важным признаком для выделения стадий развития рельефа. В условиях нисходящего развития рельефа площадь аструктурных поверхностей с течением времени возрастает, а поверхностей структурных, наоборот, соответственно сокращается.

При структурно-геоморфологическом анализе форм рельефа изучают их соотношения с геологическими структурными формами, которые должны быть соразмерны друг другу. В горных складчатых областях выясняют соотношения наиболее крупных горных поднятий с мегаантиклинориями, предгорных и межгорных впадин с предгорными прогибами и мегасинклинориями, соотношения более мелких хребтов и межхребтовых понижений с антиклинориями, синклинориями, отдельными антиклинальными и синклинальными складками. В платформенных областях изучают соотношения возвышенностей и низменностей с антеклизмами и синеклизмами, водораздельных плато, увалов или холмов с валами и куполами, долин с прогибами.

Соотношения форм рельефа со структурами могут быть прямыми, обратные, переходные и нейтральные (рис. 24). У *прямых* форм положительным структурам соответствуют возвышения и отрицательным — понижения рельефа, у *обращенных* форм эти соотношения обратные, у *переходных* — промежуточные между прямыми и обратными. Нейтральные формы наблюдаются на участках с горизонтальным или почти горизонтальным залеганием слоев без четко выраженных геологических структур. Среди прямого и обращенного рельефа различают совмещенные и смещенные формы в зависимости от того, полностью или с некоторым смещением они проектируются на соразмерные с ними геологические структуры (Геренчук, 1960).

Анализу подвергают последовательно формы рельефа всех порядков. В одном и том же районе их соотношения с геологическими структурами нередко бывают весьма различны. Например, возвышенность в целом по отношению к синеклизе — инверсионная, а отдельные холмы и увалы в их отношении к антиклинальным структурам 2-го и 3-го порядка — прямые. Крупный

горный хребет отвечает антиклинорию, а многие его вершины приурочены к отдельным синклинальным складкам.

Таким образом, формы рельефа разного порядка и сложности, первоначально установленные на основании одних только морфографических и морфометрических признаков, теперь обосновывают структурно-геологически и в случае необходимости выделяют и соподчиняют заново. Как правило, соподчинение форм рельефа должно соответствовать соподчинению структурных единиц разного порядка.

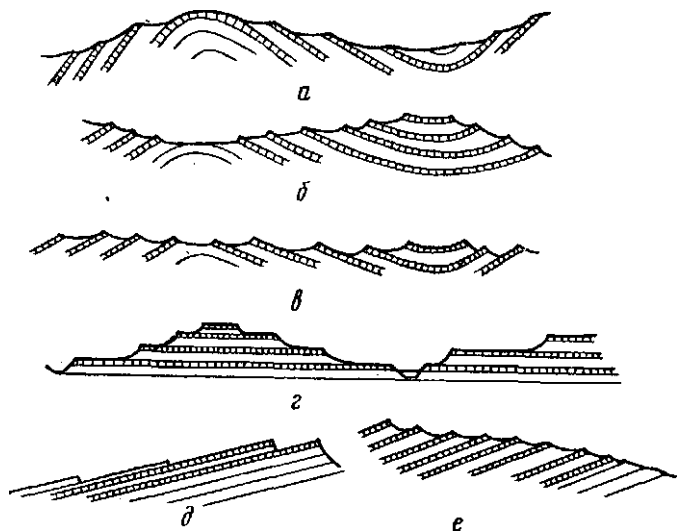


Рис. 24. Типы соотношений форм рельефа и геологических структур:

а — прямой, б — инверсионный, в — переходный рельеф на складчатых структурах, г — нейтральный рельеф на горизонтальных структурах, д — прямой, е — инверсионный рельеф на моноклиальных структурах

Зависимость форм рельефа от геологических структур выявляется уже во время полевых исследований при сопоставлении и обобщении наблюдений над структурными элементами рельефа, условиями залегания и свойствами горных пород в разных частях исследуемого района. Эта зависимость очень хорошо обнаруживается при дешифрировании аэрофотоснимков, особенно если существуют благоприятные геологические и географические условия (чередование пород разной прочности, засушливый климат, скудный растительный покров). В наиболее полном и законченном виде соотношения между формами рельефа и геологическими структурами устанавливают по геологическим разрезам, геологическим и структурным картам, которые особенно пригодны для структурно-геоморфологического анализа.

На геологических разрезах геоморфологически тщательно обрабатывают линию топографического профиля, изображая все укладываемые в принятом масштабе, характерные неровности рельефа. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1:1, обычно принятое для геологических разрезов, не всегда позволяет хорошо передать рельеф. В отдельных случаях (когда мал горизонтальный масштаб, незначительны амплитуды) рекомендуется над геологическим разрезом строить дополнительный топографический профиль с некоторым преувеличением вертикального масштаба, чтобы формы земной поверхности получились более выразительными, но в то же время не были сильно искажены. На геологических разрезах рекомендуется обозначать петрографические типы пород с характеристикой их устойчивости против сил выветривания и денудации.

Геологические карты позволяют распространить анализ на весь изучаемый район и установить пространственные структурно-геоморфологические закономерности. Особенно пригодны карты крупного масштаба, составленные на хорошей топографической основе с отображением петрографических разностей горных пород. Для тех же целей широко могут быть использованы структурные карты, на которых формы поверхностей раздела отдельных слоев изображаются при помощи стратоизогипс.

Не всегда карту стратоизогипс удастся построить по одному маркирующему горизонту. В тех местах, где этот горизонт размыт или уходит на большую глубину, выбирают второй горизонт, залегающий стратиграфически выше или ниже первого, но так, чтобы оба они характеризовали одни и те же структуры.

При помощи серии структурных карт, составленных по маркирующим горизонтам, входящим в состав разных структурных ярусов, можно наглядно проследить изменения характера залегания горных пород вверх или вниз по разрезу. В геоморфологическом отношении представляют наибольший интерес те карты, которые передают условия залегания пород самого верхнего яруса, срезаемого современной дневной поверхностью. Сравнивая ее с топографической картой, легко можно составить структурную характеристику всех форм рельефа, особенно если обе карты, предварительно приведенные к одному масштабу, наложить друг на друга.

Для получения общих структурно-геоморфологических выводов иногда оказывается достаточным на топографической, физико-географической карте, карте гидрографической сети обозначить основные структуры (например, валы, купола), нанести оси антиклинальных и синклинальных складок, чтобы была очевидной приуроченность водоразделов и долин к определенным структурным единицам.

Степень и характер структурной обусловленности форм рельефа зависят от многих факторов, среди которых особое значе-

ние имеют: 1) история развития и возраст структур, 2) новейшие тектонические движения, 3) петрографический состав пород и их устойчивость против выветривания и денудации в разных климатических условиях, 4) степень расчленения и стадия развития рельефа.

От возраста структур зависит продолжительность последующего развития рельефа при пассивной роли уже сложившихся структурных условий. На древних структурах обыкновенно наблюдается обращенный рельеф, а среди элементов рельефа большую площадь занимают аструктурные поверхности. При прочих равных условиях прямые формы указывают на молодость структур и их развитие даже в новейшее время. Например, прямое выражение структур в рельефе молодых (четвертичных) низменностей (Прикаспийской и др.) является результатом повышенной новейшей активности куполов. На более древних (третичных) плато в аридной зоне (Устюрт и др.) наблюдается начальная стадия разрушения первичного рельефа и возникновения обращенных форм. В расчлененных мезо-кайнозойских возвышенностях внеледниковых областей Русской равнины встречаются как прямые, так и обращенные формы. Внутренние участки платформенных равнин с наиболее древним фундаментом характеризуются преобладанием обращенного рельефа (Мещеряков, 1965). На этой закономерности основан геоморфологический метод определения относительного возраста структур, к которому приходится прибегать, когда для применения других методов не хватает фактического материала.

Для того чтобы понять сложившиеся к настоящему времени соотношения между рельефом и структурами, необходимо проследить развитие последних и их влияние на рельеф с очень древнего геологического времени, когда уже начали закладываться основные черты пластики современной земной поверхности. Проследившая формирование структур, устанавливают закономерности их развития, черты устойчивости (унаследованности) общего структурного плана территории, признаки его перестройки с образованием новых структур. Особенно детально изучают этап новейших движений, относительно которых устанавливают, являются ли они унаследованными, обновившими древние структуры, или благодаря им были созданы новые структурные формы; выясняют степень обновления или преобразования новейшими движениями древнего структурно-геоморфологического плана.

Изучение роли тектоники в развитии рельефа — задача морфотектонического анализа. Здесь же следует отметить, что наблюдаемые нередко разнообразные соотношения между формами рельефа и структурами отдельных стратиграфических ярусов объясняются указанной сложностью и противоречивостью развития земной коры. Различные соотношения между формами

рельефа и соразмерными с ними геологическими структурами даже внутри одного структурного яруса свидетельствуют соответственно об изменчивых соотношениях между эндогенными и экзогенными факторами рельефообразования. Так, прямое выражение в рельефе наиболее крупных структурных форм может быть истолковано как следствие массивности структур или же как признак их омоложения после эпохи длительного денудационного выравнивания рельефа. В пределах той же территории более мелкие формы инверсионного типа свидетельствуют о пассивности небольших складок и о более значительной роли денудационных процессов в формировании рельефа.

Чтобы установить причины образования денудационных морфоструктур, необходимо еще изучить физико-механические и химические свойства горных пород, определяющие их устойчивость при выветривании и денудации, выяснить мощность различных петрографо-стратиграфических горизонтов, последовательность их залегания в геологическом разрезе, распределение в структурных элементах (в замках и крыльях складок, в разрывных нарушениях).

При прочих равных условиях прямой рельеф образуется в том случае, когда геологические структуры сложены однородными достаточно прочными породами, например известняками. Если в разрезе чередуются пласты из пород разной стойкости, то чем контрастнее их физико-механические свойства, тем резче выявляется инверсионный характер рельефа с распадением его на систему бронированных моноклиналиных форм. Препарировка прочных геологических тел, залегающих в ядрах положительных структур, обуславливает образование прямых форм (антиклинальных хребтов и др.) даже в случае древности структур и резкого расчленения рельефа.

Благодаря неодинаковой прочности пород структурно-денудационные элементы и формы рельефа приобретают настолько специфический внешний облик, что они безошибочно узнаются на местности и дешифрируются на аэрофотоснимках, чем широко пользуются при геологическом и геоморфологическом картографировании (Мирошниченко, 1946).

Одни и те же структурно-петрографические условия в рельефе проявляются по-разному в зависимости от климата и обусловленных им экзогенных факторов, от степени и стадии расчленения земной поверхности. Так, примерно однородные структуры района саратовских дислокаций в бассейне р. Медведицы находят прямое, а в бассейне р. Волги — обратное выражение в рельефе. Это объясняется более глубоким овражно-балочным расчленением и более интенсивным процессом денудации в бассейне р. Волги, вызвавшим размыв ядер отдельных куполовидных структур и превращение первоначальных прямых форм в обращенные (рис. 25).

Образование прямого рельефа — часто результат преимущественного заложения рек в зонах прогибов, где наблюдается большая концентрация подземных вод и где вместе с эрозийными процессами интенсивно развиваются суффозионные, карстовые, оползневые процессы, вызывающие общее снижение земной поверхности (Геренчук, 1960).

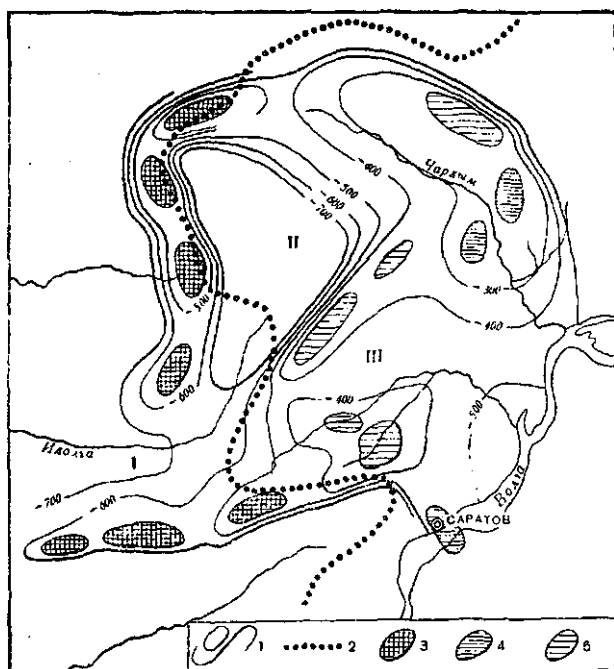


Рис. 25. Структурно-геоморфологическая схема района саратовских дислокаций (по Ю. А. Мещерякову):

1 — приближенные изогинсы кровли верейской свиты и очертания куполовидных структур (утолщены изогинсы на крутых крыльях); 2 — линии водораздела Медведицы и Иолги; 3 — прямые соотношения между структурными формами и рельефом; 4 — соотношения переходного типа; 5 — обратные соотношения; I — Куликовская депрессионная (синклиальная) зона; II — Корсаковская депрессионная свята; III — Свищовская депрессионная зона

Не всегда соотношения между рельефом и структурами могут быть объяснены геологическим строением, наблюдаемым в настоящее время. Приходится еще выяснять разрез ранее залегавших более молодых пород, впоследствии снесенных под воздействием агентов денудации. Только путем реконструкции структур более молодых покровных отложений могут быть поняты, например, некоторые эпигенетически заложившиеся доли-

ны прорыва. Поэтому при анализе рельефа необходимо учитывать не только наблюдаемые в настоящее время структуры поверхностной части земной коры, но по возможности также структуры более высоких стратиграфических ярусов, уничтоженных денудацией. Об этих структурах судят главным образом по остаткам отложений, сохранившихся в пределах изучаемой территории или около нее.

Таким образом, соотношения между структурными единицами и формами рельефа, наблюдаемые в настоящее время, могут быть поняты только в результате всестороннего историко-геологического анализа территории. Этот анализ должен завершиться обзором группировок или комплексов структурных форм рельефа в связи с различными типами пространственных сочетаний геологических структур (древних и новейших).

ИЗУЧЕНИЕ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Изучение трещиноватости горных пород помогает разрешению задач структурной геологии, тектоники, гидрогеологии, инженерной геологии, вопросов размещения некоторых категорий полезных ископаемых. Оно также оказывается необходимым и при геоморфологических исследованиях, так как рельефообразующие процессы, особенно водноэрозийные, карстовые, склоновые, сильно зависят от трещиноватости горных пород, а расположение и ориентировка эрозионных, карстовых форм обнаруживают тесную зависимость от расположения и ориентировки трещин.

Во время полевых исследований отмечают следующие признаки трещиноватости горных пород (Михайлов, 1956; Чарушин, 1963).

1. Степень раскрытия трещин. Различают скрытые (микроскопические), закрытые и открытые (зияющие) трещины. Первые обнаруживаются только в шлифах под микроскопом или бинокулярной лупой. Вторые, шириной до 1 мм, хорошо заметны невооруженным глазом. В открытых трещинах видна полость между стенками, которая у щелей достигает ширины 1 м, а у расщелин превышает 1 м.

2. Размеры трещин по длине и площади (мелкие, средние, крупные и гигантские).

3. Степень заполнения и характер заполнителя. Заполненные трещины в зависимости от мощности представляют собой прожилки, жилы, дайки.

4. Форма трещин (прямолинейные, ступенчатые, волнистые, сферические, сложные).

5. Характер ограничивающих поверхностей (ровные, гладкие, шероховатые, ребристые, бугристые, волнистые поверхности).

6. Соотношение трещин с плоскостями напластования (пер-

пендикулярные, параллельные или послойные, наклонные трещины).

7. Соотношение трещин с простираем слоев (продольные, поперечные, косые или диагональные трещины; радиальные, концентрические и косые трещины у куполовидных складок).

8. Плотность (частота) расположения, т. е. количество трещин на 1 пог. м в направлении, перпендикулярном их ориентировке.

9. Форма отдельностей. В зависимости от развитых систем трещин, их формы и комбинаций образуются различные отдельности (кубическая, ромбоэдрическая, параллелепipedальная, шаровая, матрацевидная, сложная).

10. Происхождение трещин.

Различают следующие генетические категории трещин (Михайлов, 1956; Соколов, 1962):

1. *Нетектонические трещины*: а) литогенетические трещины — образуются в породах при их усыхании, обезвоживании, уплотнении, изменении температуры, в результате физико-химических превращений, например гидратации и дегидратации; литогенетические трещины, возникающие в результате диагенеза, называют диагенетическими; сюда относятся трещины напластования (параллельные напластованию) и трещины перпендикулярные и наклонные к напластованию, не выходящие за пределы отдельных слоев, т. е. внутрислойные трещины; б) трещины отдельности, возникающие при охлаждении магматических пород; в) трещины выветривания; г) трещины оползней, провалов, обвалов; г) трещины разгрузки — образуются при расширении пород после удаления материала в процессе эрозии и денудации; к ним относятся трещины отседания и отслаивания на крутых склонах долин; д) искусственные трещины.

2. *Тектонические трещины*; а) трещины с разрывом сплошности пород (трещины отрыва и трещины скалывания); б) кливаж (способность горных пород делиться на тонкие пластинки, возникающая в процессе пластической деформации).

Распознавание в поле генетических категорий трещин помогает более глубоко оценить условия развития рельефа и процессы рельефообразования. Выделение и изучение трещин выветривания на разной глубине, а также ограниченных ими отдельностей составляют одну из сторон исследования элювиального покрова и его подготовленности для последующей денудации. Выявление трещин оползней, обвалов, отседания, отслаивания проливает свет на гравитационные процессы даже в тех случаях, когда они только начинают развиваться и еще не успели привести к крупным смещениям масс горных пород и крупным изменениям в рельефе. В трещины обычно проникают поверхностные воды и по ним происходит подземная эрозия, переходящая потом в поверхностную с образованием оврагов и речных долин.

Особенно велико геоморфологическое значение тектонических трещин, которые очень широко распространены на поверхности, глубоко проникают в толщи самых различных горных пород, отличаются выдержанностью ориентировки и тем самым создают в определенных местах благоприятные условия для последующих процессов выветривания, поверхностной эрозии, а в карстующихся породах — для поверхностного и подземного выщелачивания. В осадочных породах аналогичную роль дополнительно играют диагенетические трещины.

В районах с хорошо выраженной тектонической трещиноватостью эрозионный рельеф приобретает много своеобразных черт. По наблюдениям З. Н. Борановской (1960), долины в таких районах приурочены к ослабленным зонам (тектоническим трещинам, полосам дробления, милонитизации и т. п.). При наличии пересекающихся трещин различных направлений для рисунка эрозионной сети в плане характерны ломаные очертания, крутые изгибы и повороты, крестообразное расположение долин с встречными протоками, коннексные долины, расходящиеся в противоположные стороны от глубоких водораздельных седловин, четковидное строение долин с озеровидными расширениями в местах пересечения зон дробления разных направлений, ступенчатость продольного профиля долины (русла, поймы, надпойменных террас). Сплошные водораздельные хребты отсутствуют. Более или менее глубокие седловины расчленяют водораздельные гребни на отдельные возвышенности, структурные выступы и останцы денудации, между которыми располагаются структурные понижения.

При геоморфологических исследованиях производят массовые замеры ориентировки трещин на всех пригодных для этих целей естественных и искусственных обнажениях, предварительно расчищенных от сильно выветрившегося материала.

Элементы ориентировки трещин (азимут простирания, азимут падения, угол падения) измеряют при помощи горного компаса. Попутно определяют элементы залегания горных пород, степень трещиноватости пород, т. е. количество трещин всех или определенных направлений на 1 пог. м, степень раскрытия трещин на разных глубинах от земной поверхности, изучают поверхности трещин, их минерализацию (заполнение различными минералами) и обводненность. Результаты наблюдений сводят в специальные таблицы, на основании которых затем составляют диаграммы и карты трещиноватости.

Диаграммы трещиноватости составляют для отдельных участков, однородных в геолого-структурном и петрографическом отношении, располагающихся на определенных структурных элементах, например крыльях или сводах складок. Это условие необходимо соблюсти для того, чтобы наиболее четко выявились индивидуальные различия участков в зависимости прежде всего

от их расположения относительно развитых в районе исследованных структурных форм. В каждом участке, площадь которого в условиях пологих и обширных по простиранию платформенных структур естественно будет больше, чем в складчатых зонах, должно быть сделано 100—200, но не менее 50—70 замеров трещин, чтобы обеспечить достаточную полноценность результатов их статистической обработки.

При геоморфологических исследованиях в районах с горизонтальным или слабо нарушенным залеганием слоев с характерными для них преимущественно вертикальными тектоническими трещинами принято составлять розы простираний трещин. Розы трещин сравнивают затем с ориентировкой карстовых или эрозионных форм в пределах того же участка. Чтобы это сравнение сделать более наглядным, на карте предварительно поднимают тальвеги всех эрозионных образований, включая балки и овраги, наносят карстовые формы, а розы простираний в уменьшенном масштабе и в генерализованном виде (с выделением основных направлений трещиноватости) вычерчивают непосредственно на самой карте в центре участков, для которых они составлены. На такой картодиаграмме можно проследить, как меняется ориентировка трещин в разных участках исследованной территории и как в связи с этим меняется геометрический рисунок эрозионной сети.

Рис. 26. Сопоставление сводной розы тектонических трещин с розой направления речных долин: а — долины 1-го порядка; б — долины 2-го порядка; в — долины 3-го порядка (по В. П. Философову и Е. П. Мельникову); 1 — роза речных долин, 2 — роза тектонических трещин

Для форм рельефа, в частности для эрозионных форм, так же как и для трещин, можно составить диаграмму или розу простираний. С этой целью внутри участков однородных в морфографическом и структурно-литологическом отношении определяют общую протяженность отрезков эрозионных форм (всех или только некоторых видов, например балок и оврагов), имеющих выделенные интервалы простирания. На основании полученных цифр строят розу простираний эрозионных форм, которую сопоставляют с розой простираний трещин (рис. 26).

Наряду с розами простираний можно составлять розы-диаграммы падений трещин. С помощью точечной круговой диаграм-

мы можно наглядно передать направление и угол падения трещины с тем, чтобы потом ее сравнить, например, с данными замеров ориентировки и падения подземных карстовых полостей. При структурно-геологических исследованиях горных районов с характерными для них наклонными трещинами в настоящее время принято составление круговых диаграмм на основе сетки равноплощадной стереографической проекции полусферы на плоскость.

При геоморфологическом, так же как и при геологическом изучении трещиноватости, большую помощь оказывают аэрофотоснимки, на которых в масштабе 1:20 000 и крупнее системы трещин хорошо выявляются в виде линий определенных простираций.

ИЗУЧЕНИЕ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

В процессе формирования рельефа под воздействием экзогенных агентов большую роль играют физико-механические и химические свойства горных пород, слагающих формы земной поверхности. Эти свойства определяют: 1) относительную устойчивость пород против факторов выветривания и денудации и 2) их подверженность различным процессам деструкции и экзогенного рельефообразования.

Соотношения между рельефом и геологическим субстратом последовательно изучают от элементов и форм рельефа, сопоставляемых с отдельными петрографическими горизонтами, до комплексов форм и макроформ рельефа, сопоставляемых с петрографическими свитами и даже с формациями. Это изучение осуществляют одновременно со структурно-геоморфологическим анализом.

На основании литературных и картографических источников а также собранных полевых материалов, устанавливают геологическое строение района работ, в особенности петрографический состав, условия залегания и морфологические черты тех геологических тел осадочного или магматического происхождения, которые непосредственно участвуют в формировании рельефа. Для оценки важных в геоморфологическом отношении физико-механических и химических свойств горных пород используют, кроме собственных полевых наблюдений, работы по инженерной геологии и грунтоведению, данные о материнских породах, полученные при почвенных исследованиях.

Особый интерес для геоморфолога представляют физико-механическая прочность, химическая устойчивость горных пород, которые зависят от их состава, внутренних связей между отдельными частицами, трещиноватости, пористости, увлажнения и других свойств.

Механическая прочность пород определяется их способностью противостоять чисто механическим воздействиям, например, сжатию, растяжению, сдвигу. Эти свойства играют большую роль как в тектонических процессах, вызывающих различные виды деформаций земной коры, так и в процессах экзогенных. От сопротивляемости пород напряжениям сдвига, стремящегося сместить одну часть породы по другой, непосредственно зависят гравитационные рельефообразующие процессы: образование оползней, обвалов и осыпей, массовое медленное смещение вниз по склонам обломочного материала, подвижность или устойчивость склонов (откосов).

В скальных породах сдвиг может произойти лишь при образовании трещины, т. е. когда в них нарушены кристаллизационные или цементационные связи между отдельными частицами. В обломочных породах сопротивление сдвигу складывается из силы трения между отдельными обломками и внешнего сопротивления их перемещению. В глинистых породах силы сопротивления сдвигу носят более сложный характер и складываются из существующих между отдельными частичками разнообразных физических и химических связей. Сопротивление сдвигу обломочных пород зависит от размеров и формы обломков, от влажности, сказывающихся, в частности, на величине угла естественного откоса.

В глинах сопротивление сдвигающим усилиям резко падает с увеличением влажности и нарушением естественной структуры, чем объясняется высокая подвижность (плыучесть) глин при благоприятных условиях увлажнения и образование оползневых, а также очень пологих солифлюкционных склонов. Важную роль играет тиксотропность мелкозернистых пород, их способность под влиянием механического воздействия переходить в разжиженное состояние. Поэтому определения сопротивления горных пород сдвигу и одновременно таких свойств, как пластичность, размокание, набухание, должны быть использованы геоморфологами в своих исследованиях с обязательным учетом условий залегания пород (по отношению к элементам рельефа и геологических структур), их естественной влажности и структуры. Таким образом, геоморфолог, если он хочет глубоко вникнуть в процессы развития рельефа («механической» денудации), должен серьезно заняться изучением механики грунтов¹.

Физическая прочность пород определяется их способностью противостоять различным физическим и прежде всего температурным воздействиям, от чего зависит устойчивость пород при физическом, и в частности морозном, выветривании. Это свойство может быть подвергнуто лабораторному исследованию.

¹ Подробно об этом говорится в руководствах по инженерной геологии и грунтоведению.

Основной материал для суждения об устойчивости пород при физическом выветривании собирают непосредственно в поле. При этом сначала изучают породы, не измененные выветриванием, обращая особое внимание на те их признаки, от которых прежде всего зависит реакция пород на температурные воздействия: прочность внутренних связей между отдельными частицами, однородность или разнородность породы (наличие компонентов с различным коэффициентом расширения и неодинаковой теплоемкостью), трещиноватость, окраска, теплопроводность. Затем все породы изучают в выветрелом состоянии, по возможности в однородных плакорных геоморфологических условиях, устанавливая: мощность коры выветривания, трещины и отдельности выветривания, характер изменений породы с приближением к дневной поверхности и характер конечных продуктов распада материала.

Очень важным признаком физической устойчивости пород является их соотношение с формами микро-, мезо- и макро-рельефа. Образование навесов и ниш, небольших гряд и грив, кряжей и горных хребтов, различных понижений рельефа обычно связано с неодинаковой физической устойчивостью пород; по выраженности названных форм можно судить об относительной устойчивости пород при выветривании и денудации в данных климатических условиях. Поэтому одним из основных принципов работы геоморфолога в поле должно быть: при описании элементов и форм рельефа выяснение того, каким петрографическим горизонтам геологического разреза они соответствуют, а при описании обнажений — какие элементы и формы рельефа сложены выходящими в обнажении горными породами.

Более широкие петрографо-геоморфологические сопоставления, включающие макроформы и комплексы форм рельефа, с одной стороны, и петрографические свиты, с другой, делают по сводным геологическим разрезам (профилям) и геологическим картам. На основании всех этих сопоставлений отдельные горизонты и свиты горных пород подразделяют по физической устойчивости их при выветривании и денудации в трех-, четырех-, или пятиступенной шкале.

Изучение физико-механической прочности пород обязательно дополняют изучением их *химической устойчивости*, которые у одних и тех же пород могут быть резко различны. Например, известняки обычно являются крепкими в физико-механическом отношении и в то же время мало устойчивыми при химическом выщелачивании. Одни и те же породы обладают различной физической и химической устойчивостью в зависимости от климатических условий. Так, известняки очень устойчивы при выветривании и денудации в сухом климате, граниты — в холодном и умеренном климате, тогда как в климате жарком и влажном эти же породы значительно менее устойчивы. Поэтому при гео-

морфологической оценке физико-механических и химических свойств горных пород обязательно учитывают климатические условия развития рельефа (палсоклиматические — в отношении реликтов древнего рельефа).

Кроме определения общей устойчивости пород при выветривании и денудации еще выясняют их подверженность (в выветренном и неветреном состоянии) геоморфологическим процессам: оползневым, оплывным, плоскостному смыву и водной эрозии, карстово-суффозионным, развеванию. Все эти процессы в первую очередь определяются деятельностью различных агентов, в свою очередь зависящих от климатических условий; но они также сильно зависят от способности горных пород испытывать различные виды перемещений. В связи с этим, кроме уже указанных свойств (сопротивляемость сдвигу, пластичность, размокаемость, набухаемость), важно еще знать связность, просадочность грунтов, от чего зависят плоскостной смыв, водная эрозия, образование просадочных форм рельефа. В конечном счете все названные и другие важные в геоморфологическом отношении свойства грунтов зависят от их вещественного и гранулометрического состава, структурных и текстурных особенностей, пористости и пр., определение и характеристика которых должны входить в задачу геоморфологов не только при полевых, но и при лабораторно-аналитических исследованиях. Лабораторно-аналитические исследования в особенности необходимы при детальном изучении динамики грунтов и рельефа.

Подверженность горных пород названным выше геоморфологическим процессам устанавливают также непосредственно в поле путем изучения генезиса и динамики рельефа в различных петрографических условиях. Закономерная приуроченность, например, оползневых форм и даже целых зон к определенным стратиграфическим горизонтам с несомненностью свидетельствует об оползневой неустойчивости пород данного горизонта. Степень проявления оползней и плотность их распространения на участках выходов различных пород позволяют судить, при прочих равных условиях, о степени подверженности этих пород оползневым смещениям.

Так последовательно и всесторонне оценивают все стратиграфические горизонты района исследований, учитывая при этом закономерности их сочетаний в разрезе, от чего также зависит динамика рельефа. В частности, для развития оползней, как известно, важно сочетание водопроницаемых (водоносных) пород, например песков, и подстилающих водоупорных пород (глин). Результаты подобной оценки наглядно отображают в виде колонок и разрезов сопротивляемости пород выветриванию, размыву, выщелачиванию, развеванию, оползанию (рис. 27).

При полевых наблюдениях отмечают специфические черты внешнего облика рельефа в пределах распространения различ-

ных горных пород. Эти черты могут быть настолько своеобразными применительно к каждому петрографическому горизонту и

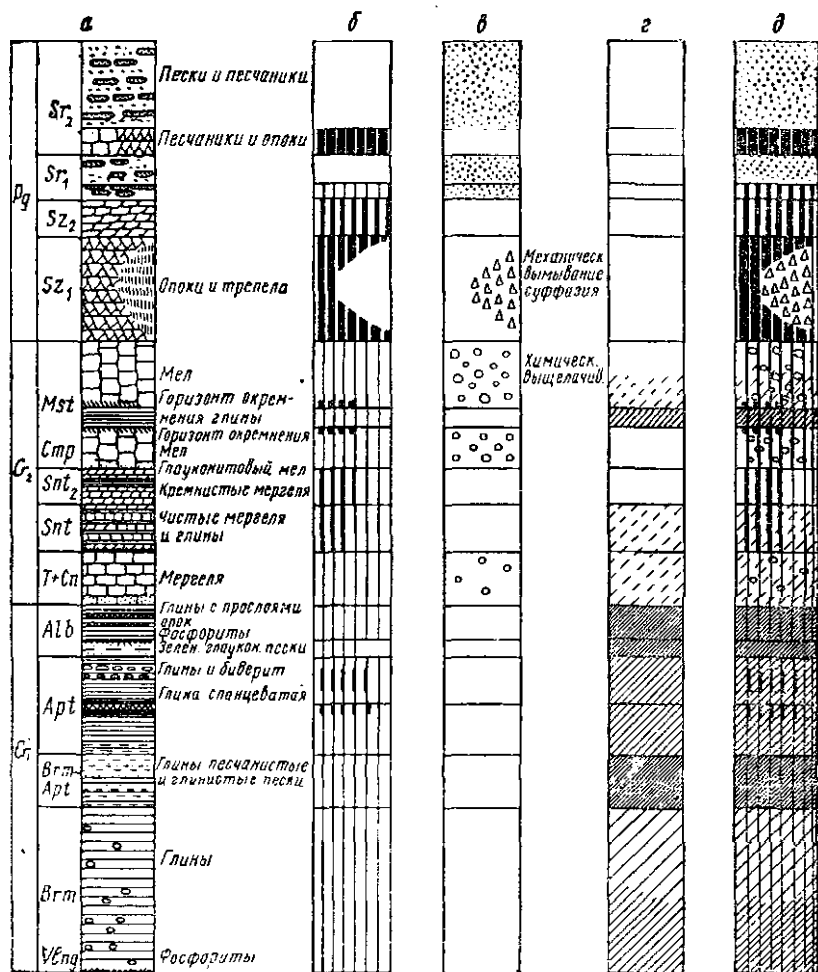


Рис. 27. Колонки сопротивляемости пород различным геоморфологическим процессам (по Е. В. Милановскому):

а — геологический разрез; б — колонка общей сопротивляемости размыву; в — развевание и карст; г — оползни; д — геоморфологическая колонка

каждой свите, что они обычно служат надежным признаком при полевом геологическом картографировании и геологическом дешифрировании аэрофотосъемочного материала.

На структурно-геоморфологических картах принято показывать выявленные категории элементов, форм рельефа разного порядка и их комплексов, отображающие роль в формировании земной поверхности как древних, так и новейших структур. Однако на территории, которые отличаются сложной структурно-геоморфологической обстановкой, целесообразно составлять две структурно-геоморфологические карты: 1) структурно-геоморфологическую, или морфотектоническую, карту с отображением рельефа, который сформировался при активном воздействии тектоники, и 2) структурно-геоморфологическую, или морфоструктурную, карту с характеристикой рельефа, сложившегося главным образом при пассивной роли древних структур.

Морфотектонические карты

Наглядное представление о новейших движениях земной коры и о распределении неотектонических структур дают карты новейшей тектоники. Эти карты органически включают большое геоморфологическое содержание, так что по ним можно судить о роли новейшей тектоники в формировании рельефа. Это, однако, не исключает в ряде случаев необходимости построения особых морфотектонических карт с преимущественным выделением на них генетических категорий форм земной поверхности, возникших под воздействием тектоники. Между названными картами могут быть различия, если геотектонические структуры не выражены в рельефе (например, вследствие погребения под мощными толщами осадков в областях опусканий) или если сохранившиеся реликты первичнотектонического рельефа относятся к более древнему этапу геологического развития, чем новейший, т. е. неоген-четвертичный этап. В то же время систематика объектов неотектонического и морфотектонического картографирования должна быть единой.

В соответствии с принятой в неотектонике типологией структур на морфотектонической карте можно различать: горный рельеф подвижных (геосинклинальных и орогенических) областей и преимущественно равнинный рельеф малоподвижных (платформенных) областей. Под тектоническим рельефом названных областей подразумевается совокупность форм, созданных в условиях соответствующего (орогенического или платформенного) режима тектонических движений. Горы, наблюдаемые местами в платформенных областях и сложенные породами складчатого фундамента, могут быть реликтами от предшествующего орогенического этапа развития данной территории, в различной степени омоложенными в новейшее время.

В каждой из названных областей выделяют следующие категории форм рельефа разного порядка, которые различаются по морфологии соответствующих им неотектонических структур, а также по направленности и амплитуде движений (табл. 3).

Таблица 3

Формы рельефа тектонического происхождения¹

Формы рельефа	Обусловленные поднятиями	Обусловленные опусканиями
Подвижных (геосинклинальных и орогенных) областей	Мегантиклинорные, антиклинорные, сводовые горные поднятия, крупные горные хребты; антиклинальные горные хребты; сводово-глыбовые горные поднятия, крупные горные хребты; горст-антиклинальные горные хребты; горстовые поднятия, хребты; взбросовые уступы	Понижения на пред- и межгорных прогибах, мегасинклинорные, синклинальные впадины, долины; грабен-синклинальные впадины, долины; грабеновые впадины, котловины, долины; сбросовые уступы
Малоподвижных (платформенных) областей	Щитовые возвышенности, плато, омоложенные горы; равнины, плато, возвышенности на плитах; возвышенности, плато на антеклизах; антиклинальные, брахантиклинальные гряды, увалы; купольные, солянокупольные холмы; горстовые гряды, массивы; взбросовые уступы	Низменности, депрессии на синеклизах; синклинальные, брахсинклипальные понижения, долины; мульдовые впадины; грабеновые понижения, долины; сбросовые уступы

¹ Здесь названы только основные формы. Более полный перечень их см. Н. И. Николаев, 1962.

К существенным признакам рельефа, отображаемым на морфотектонических картах, также относятся: 1) возраст тектонических форм, различаемый в отрезках геологической шкалы; 2) соотношение тектонических форм, выраженных в рельефе, со структурами предшествующих этапов неотектонического развития и с более древним структурным планом; различают тектонически унаследованные и тектонически инверсионные морфоструктуры, между которыми существуют переходные типы.

При составлении морфотектонических карт перечисленные выше категории рельефа и указанные дополнительные их признаки вкладывают в цветной фон, стараясь подобрать основные тона и их оттенки так, чтобы они наглядно отображали соподчиненность и характер форм рельефа. С этой целью рекомен-

дуются рельеф подвижных областей обозначать яркими контрастными тонами, а рельеф платформенных областей — более мягкими, формы поднятий — теплыми тонами (красными, коричневыми), а формы опусканий — холодными (голубыми, зелеными).

При составлении детальных и обзорных карт новейшей тектоники в настоящее время широко применяют способ изолиний, который позволяет передать как морфологию, так и размеры деформаций. В качестве изолиний используют изопакиты и стратоизогипсы новейших отложений с послойной окраской областей восходящих и нисходящих движений по принципу оформления гипсометрических и батиметрических карт. Нанеся изопакиты и стратоизогипсы различных горизонтов новейших отложений, получают серию палеотектонических карт, по которым судят о развитии структур и тектонического рельефа во времени.

Метод изолиний можно применить также на морфотектонических картах. Наиболее подходят для этого морфоизогипсы, которые следует отличать от стратоизогипс (Спиридонов, 1959). Под морфоизогипсами понимается разновидность обобщенных изогипс, которые проводят по реликтам разновозрастных элементов рельефа определенного генезиса. Чаще всего опорными уровнями служат остатки тектонически деформированных и расчлененных поверхностей денудационного выравнивания и аккумулятивных равнин разного происхождения. В этом заключается существенное отличие морфоизогипс от обобщенных горизонталей, которые наносят исключительно по топографическим картам без учета результатов полевого геоморфологического анализа.

Рисунок морфоизогипс отображает морфологию и размеры форм восстановленного первичнотектонического рельефа, который можно себе представить, если бы совсем не было последующего эрозионно-денудационного расчленения и сноса. Однако морфоизогипсы, так же как изопакиты и стратоизогипсы, нельзя полностью отождествлять с изобазамн. Поэтому при геотектонической интерпретации карты морфоизогипс необходимо вводить поправки за колебания высот и уклоны земной поверхности, которые существовали перед эпохой неотектонических движений. Относительный размер поправки будет тем меньше, чем совершеннее рельеф был выравнен и чем значительнее была амплитуда последующих тектонических движений.

Морфоструктурные карты

На морфоструктурных картах выделяют следующие категории элементов и форм рельефа, сложившихся под воздействием денудации в условиях пассивной роли структур (табл. 4).

Перечисленные морфоструктурные категории отобразить на одной карте трудно. В зависимости от содержания, назначения

Элементы и формы рельефа структурно-денудационного происхождения

Элементы рельефа

Поверхности		гребневые линии, тальвеги	
структурные	аструктурные		
Бронированные осадочными породами: известняками, песчаниками и др.	Бронированные магматическими породами: массивными интрузивными телами (батолитами); согласными интрузиями: пластовыми жилами, лакколитами и др.; несогласными (секущими) интрузиями: штоками, дайками, неками и др.	Срезающие геологические тела, сложенные относительно стойкими породами; срезающие геологические тела, сложенные мало-стойкими породами	Продольные: синклинальные, антиклинальные, моноклинальные, разрывные; поперечные: катаклинальные, анаклинальные, смешанные; диагональные; нейтральные

Формы рельефа

	Прямые	Обращенные	Переходные	Нейтральные
На платформенных структурах	<i>Положительные:</i> возвышенности на антеклизах; плато, гряды на валах; увалы, холмы на брахисинклиналях, куполах;	<i>Положительные:</i> возвышенности на синеклизах; плато, гряды на прогибах; увалы, холмы на брахисинклиналях, мульдах;	<i>Положительные и отрицательные</i> на платформенных складчатых структурах и на моноклиналях ¹	<i>Положительные и отрицательные</i> на горизонтальной структуре
	<i>отрицательные:</i> низменности на синеклизах; долины, впадины на прогибах, брахисинклиналях, мульдах	<i>отрицательные:</i> низменности на антеклизах; долины, впадины на валах, брахисинклиналях; западины, котловины на соляных куполах		

¹ На моноклинальных структурах можно выделить прямые и обращенные формы. У прямых форм земная поверхность по отношению к наклону моноклинали падает согласно, у обращенных форм — несогласно (см. рис. 24).

	Прямые	Обращенные	Переходные	Нейтральные
На структурах складчатых областей	<i>положительные</i> : крупные горные поднятия на мегантиклинориях; горные хребты на антиклинориях и антиклинальных складках различного порядка; горные хребты, массивы на горстах и горстах;	<i>положительные</i> : нагорья, хребты на синклинальных структурах различного порядка; возвышенности, плато, плоскогорья на пред- и межгорных прогибах; горные хребты, массивы на синклинально-сбросовых и сбросовых структурах;	<i>положительные и отрицательные</i> на складчатых и складчато-глыбовых структурах различного порядка	
	<i>отрицательные</i> : котловины, депрессии на мегасинклинориях, пред- и межгорных прогибах; долины, котловины на синклинальных складках различного порядка; долины, котловины на грабен-синклиналях и грабенах различного порядка	<i>отрицательные</i> : долины, котловины на антиклинальных структурах различного порядка; долины, котловины на антиклинально-горстовых и горстовых структурах различного порядка		

и масштаба карты на ней выделяют только элементы и формы рельефа или только формы макрорельефа и морфологические комплексы, используя для этого методы качественного фона и значковый. Применяя комбинации цветного и штрихового фона, внесмасштабные и линейные условные знаки, можно на одной карте показать структурные категории элементов и форм рельефа (рис. 28).

При строгом отборе морфотектонических и морфоструктурных показателей можно построить единую карту, совмещающую в себе результаты общего структурно-геоморфологического ана-

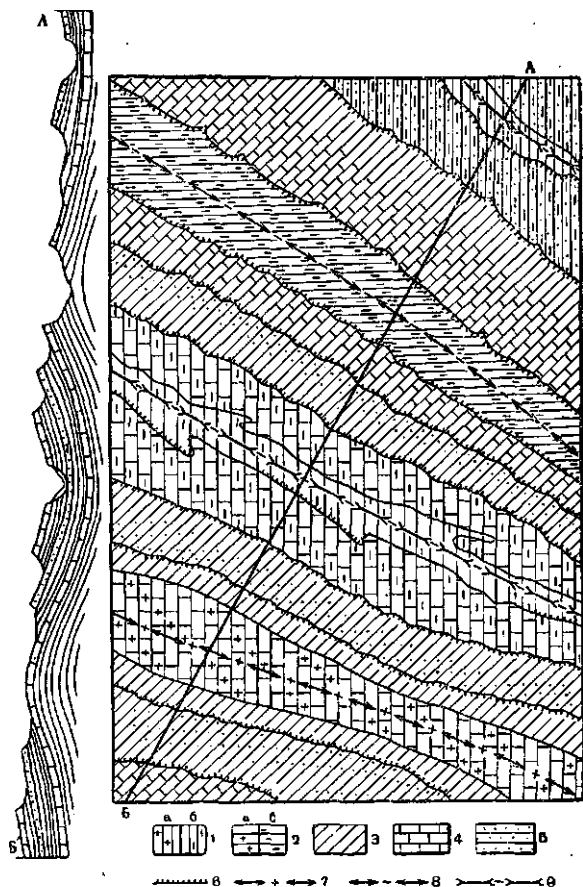


Рис. 28. Структурно-геоморфологическая карта:

1 — прямые формы рельефа (а — положительные; б — отрицательные); 2 — обращенные формы рельефа (а — положительные; б — отрицательные); 3 — моноклиальные формы рельефа; 4 — поверхности, бронированные известняками; 5 — поверхности, бронированные песчанниками; 6 — обрывы, обусловленные выходами прочных пород; 7 — антиклинальные гребни; 8 — антиклинальные оси отрицательных форм рельефа; 9 — синклинальные оси отрицательных форм рельефа; А — Б — линия геологического разреза

лиза. Обычно это делают на основе общей геоморфологической карты, обобщая изображение рельефа экзогенного происхождения и значительно дополняя показ элементов и форм, обуслов-

ленных сложившимися структурами и новейшей тектоникой. Образцы структурно-геоморфологических карт содержатся в рабо-



Рис. 29. Фрагмент схемы морфоструктур (по А. П. Рождественскому и И. Е. Журенко):

1 — положительные морфоструктуры 1-го порядка (крупные сводовые поднятия); 2 — отрицательные морфоструктуры 1-го порядка (крупные тектонические депрессии) (а — согласные, прямые, б — инверсионные, несогласные, обращенные); 3 — склоны морфоструктур; положительные морфоструктуры 2-го порядка: 4 — тектонические плато, осложняющие своды; 5 — тектонические плато, осложняющие депрессии; 6 — тектонические плато, осложняющие склоны; 7 — тектонические валы, осложняющие своды, склоны, депрессии; 8 — крупные складки; отрицательные морфоструктуры 2-го порядка: 9 — тектонические прогибы (синклинали, мульды), осложняющие депрессии, склоны, своды (а — согласные, прямые, б — инверсионные, несогласные, обращенные); 10 — тектонические разломы; 11 — границы морфоструктур

тах И. И. Краснова, Ю. А. Мещерякова, Л. П. Полкановой, А. П. Рождественского, А. Ф. Якушовой и других отечественных и зарубежных ученых (рис. 29).

МОРФОЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Процессы осадко- и рельефообразования протекают одновременно и неразрывно друг с другом. При накоплении осадочных толщ возникают свои формы рельефа — денудационные в области сноса и аккумулятивные в области накопления материала, так что осадки и формы рельефа оказываются *коррелятными* друг другу. Поэтому по осадкам можно судить о коррелятных формах рельефа (денудационных и аккумулятивных) и, наоборот, по формам рельефа можно судить о коррелятных отложениях. *Морфолитогенетический анализ* — это анализ осадочных толщ, проводимый с целью выяснения геоморфологических условий областей сноса и аккумуляции осадков, включая решение таких вопросов, как морфография и морфометрия рельефа, условия и способ его образования (генезис рельефа).

Морфолитогенетический анализ — мощное средство в руках геоморфолога, так как в осадочных толщах наиболее полно запечатлены история и причины формирования рельефа. Этот метод позволяет решать геоморфологические задачи даже в тех случаях, когда сами коррелятные формы рельефа (погребенные или дневные) не сохранились или когда другие методы геоморфологического анализа (сравнительноморфологический, структурно-геоморфологический) оказываются недостаточными.

Осуществляя литогенетический анализ, необходимо учитывать, что породы в их современном состоянии отличаются от тех осадков, которые первоначально возникли в стадию седиментогенеза. Накапливаясь в течение длительного времени, осадки постепенно уплотняются, видоизменяются минералогически, приобретают новые черты строения и превращаются в осадочные породы (стадия диагенеза осадков). В дальнейшем, при прогибании земной коры, породы погружаются на более или менее значительную глубину и здесь, приспосабливаясь к изменившимся условиям существования, окаменевают, приобретая ряд новых черт минералогического состава, структуры и текстуры (стадия эпигенеза осадочных пород). При еще большем погружении, а также при складчатых дислокациях первоначальный минералогический состав пород, их текстуры и структуры разрушаются и заменяются новыми, отвечающими высоким температурам и очень сильному давлению (стадия раннего метаморфизма). На любой стадии развития, начиная с диагенеза, осадочные породы могут быть выведены на дневную поверхность и подвергнуться выветриванию (стадия гипергенеза). (Методы изучения осадочных пород, 1957).

Выяснение стадий преобразования осадка в породу — это также задача литогенетического анализа. Но для решения геоморфологических вопросов чаще всего приходится изучать но-

вейшие, главным образом четвертичные, отложения, не претерпевшие глубоких вторичных изменений в результате эпигенеза или метаморфизма. Эти отложения обычно в разной степени затронуты лишь диагенезом и гипергенезом, так что первичные свойства осадков нередко удается восстановить без большого труда. Однако стадийный анализ новейших отложений отнюдь не снимается, тем более что по приобретенным породой вторичным признакам можно судить об условиях, характере и степени вторичных изменений не только самих пород, но и рельефа.

Различают полевые и камеральные (или лабораторные) методы изучения пород. Это подразделение условно, так как камеральные методы являются лишь дополнительными к основным полевым методам и составляют с ними одно целое. Цель камеральных работ — дополнение и уточнение полученных в поле литологических характеристик путем выполнения различных видов специального анализа образцов горных пород.

Полевое изучение обнажения начинают с его предварительного осмотра для ознакомления с общим характером разреза и теми породами, которые его слагают. При этом отмечают: условия залегания слоев, тектонические и петектонические нарушения, переходы одних пород в другие, выдержанность отдельных типов пород или их пачек в разных направлениях, группировки пород в определенные пачки, закономерности чередования однотипных пород. В относительно однообразных толщах из часто чередующихся пород (в ленточных отложениях, в флишевых и молассовых комплексах) выделяют пачки, или толщи, которые отличаются одна от другой соотношением тех или иных пород (песчанистых или глинистых, более богатых гравийным или валунным материалом). В дальнейшем описывают не каждый тощий слой отдельно, а пачку в целом, внутри которой один раз характеризуют каждый тип породы, участвующий в переслаивании, и дополнительно указывают последовательность и характер чередования пород, их мощность (наибольшую, наименьшую, среднюю), а также изменения состава и мощности тощих слоев в пределах описываемой пачки.

Отдельные, хотя бы и тощие прослои пород, резко выделяющиеся по своим литологическим признакам и хорошо выдержанные на большой площади, описывают самостоятельно, так как они очень важны для детального сопоставления разрезов и для выяснения условий образования толщ.

При полевом и камеральном изучении пород для целей общего геоморфологического анализа должны быть выяснены их следующие признаки:

1. Вещественный состав пород, определяемый полным их названием с указанием цвета, цементации, состава цемента и пр.
2. Структура — размеры и форма зерен с указанием однородности или разнородности.

3. Текстура — тип слоистости, ее отчетливость, выдержанность в разных направлениях.

4. Некоторые физические свойства (твердость, пористость и пр.), неорганические включения (конкреции и др.).

5. Органические остатки (макроскопические и микроскопические) — их состав, сохранность, условия захоронения.

6. Форма и размеры осадочных тел, контакты между ними.

7. Соотношения осадочных тел с погребенными и дневными формами рельефа.

8. Соотношения между выделенными горизонтами или пачками пород, закономерности группировки и распространения пород, погребенных и дневных форм рельефа на изучаемой территории.

На основании всех этих признаков стремятся установить:

1) среду образования осадков, ее динамику и режим;

2) физико-географические условия, включая климатические, тектонические и др.;

3) рельеф областей сноса и аккумуляции осадков — его топографию, генезис, динамику.

В настоящее время советские и зарубежные ученые успешно разрабатывают методику анализа отложений с использованием новейших методов лабораторного изучения пород. Этой проблеме посвящены многие монографии, методические руководства и пособия (Батурин, 1947; Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, 1954—1955; Саркисян и Климова, 1955; Наливкин, 1955—1956; Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений, 1957; Методы изучения осадочных пород, 1957; Швецов, 1958; Рухин, 1959, 1961; Лукашев, 1960; Кухаренко, 1961; Основы поисков россыпей, 1961; Страхов, 1963; Birot, 1955; Tricart, 1965 и др.).

ИЗУЧЕНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И ЦВЕТА ПОРОД

Вещественный состав пород устанавливают путем их петрографо-минералогического и химического изучения. При геоморфологических исследованиях обычно приходится изучать вещественный состав обломочных отложений, возникших в результате механического разрушения, переноса и переотложения пород суши, т. е. в процессе механической денудации и аккумуляции. В состав грубообломочного (гравийно-галечного и валунного) материала входят по преимуществу обломки пород, тогда как песчаные и алевритовые отложения состоят главным образом из минеральных зерен, изолированных при разрушении исходных горных пород. Изучение таких отложений сводится к выяснению петрографического и минерального состава их терригенных обломков. В противоположность названным отложениям

глинистые породы состоят из продуктов, прошедших не только механическое раздробление, но и химическую перестройку. К ним нередко примешиваются гидrogenные минералы, возникшие из растворов. Поэтому изучение глинистых пород во многом базируется на химической методике.

Петрографический и минералогический анализ

Петрографический анализ. Проводят с целью изучения петрографического состава грубообломочных горных пород. Существуют два способа отбора образцов (проб) для анализа.

1. Отбор средней валовой пробы, которая отражает средний петрографический состав породы, нередко состоящей из обломков самого различного размера. Из расчищенной от выветрелого слоя и наносов площадки $0,25—1\text{ м}^2$ выбирают подряд 200—300 обломков (галеk, валунов) независимо от их размера.

2. Отбор проб для изучения петрографического состава по отдельным гранулометрическим фракциям. Из каждой фракции отбирают по 100—150 зерен.

Пробу берут по возможности из каждого слоя. Если грубообломочный материал неслоист, то для сравнимости результатов пробу берут из каждого обнажения на одном и том же расстоянии от подошвы или от кровли толщи. Из мощных неслоистых толщ дополнительно отбирают несколько образцов через одинаковые интервалы. Грубые обломки, рассеянные в мелкообломочном материале, извлекают из определенного объема породы, например 1 м^3 , или же подряд из определенного слоя до тех пор, пока не наберется требуемое количество зерен. Из россыпей или осыпей обломки собирают на поверхности площадок величиной в 1 м^2 . Обломки цементированных пород определяют непосредственно на месте и лишь в необходимых случаях от них откалывают кусочки для микроскопического изучения.

Петрографический состав обломков (название пород) стараются установить уже в поле. Для этой цели рекомендуется иметь с собой эталонную коллекцию образцов горных пород, путем сравнения с которыми и производят определение. Обломки, петрографический состав которых в поле установить не удалось, подвергают микроскопическому изучению в лаборатории. Кроме того, независимо от результатов полевых определений, некоторую часть обломков отбирают в качестве образца для детального изучения в шлифах. Это необходимо для того, чтобы уточнить результаты полевых наблюдений, установить минеральный состав пород, их структурные, текстурные особенности, вторичные изменения минералов и другие свойства.

Минералогический анализ. Осуществляют с целью изучения минерального состава мелких обломочных частиц. Главной гранулометрической областью, в которой сосредоточены собственно

обломочные минералы, является поле размерностей от 1,0 до 0,01 мм, т. е. песчаная и алевритовая фракции пород. Максимальное разнообразие обломочных минералов характерно для фракции от 0,25 до 0,01 мм, поэтому она обычно избирается для минералогических работ.

Поддавливающая часть мелких частиц состоит из обломков легких минералов с удельным весом менее 2,8. К ним относятся кварц, полевые шпаты, тонколистовые слюды и др. Менее 1% породы составляют обломки акцессорных минералов. Являясь самыми малочисленными в обломочных осадках, они представлены специфическими видами, перешедшими из материнских горных пород, оказавшимися очень устойчивыми при выветривании и переносе.

Минералы, обладающие удельным весом большим, чем удельный вес наиболее распространенных в осадках кварца и полевого шпата, называют тяжелыми минералами. В полевых условиях особенно широко применяют шлиховый метод изучения тяжелой фракции рыхлых отложений.

Шлиховой метод заключается в систематическом опробовании рыхлых отложений в долинах рек, в овражной, балочной сети, на склоновых и водораздельных элементах рельефа. Отобранные пробы промывают в воде и получившийся тяжелый остаток (шлих) анализируют в минералогической лаборатории с помощью физических, химических, оптических и некоторых специальных методов исследования (Ициксон, 1953; Озеров, 1959; Захарова, 1960).

Шлиховое опробование используют главным образом как метод поисков россыпных и коренных месторождений полезных ископаемых и проводят его в тесной связи с геологической и геоморфологической съемкой. При этом чисто практические задачи решают лишь на основе результатов изучения ряда существенных проблем геоморфологического строения территории, генезиса и истории ее рельефа, динамики рельефа и рыхлого покрова.

При общем минералогическом анализе песчаных и пылеватых фракций рыхлых отложений разделение минералов на легкие и тяжелые делают не отмывкой, а с помощью тяжелой жидкости с удельным весом 2,8. Предварительно из породы извлекают наиболее богатую разнообразными минералами гранулометрическую фракцию 0,25—0,01 мм. Навеску зерен этой фракции 4—10 г иногда обрабатывают не одной, а несколькими тяжелыми жидкостями с разными удельными весами. Тяжелые минералы, кроме того, подвергают магнитной и электромагнитной сепарации. Окончательное определение минералов производят с помощью иммерсионного метода, путем просмотра под поляризационным микроскопом или другими методами. Чтобы судить о минеральном составе породы, необходимо определить и подсчитать в легкой и тяжелой фракциях по 400—500 зерен.

Особые методы применяют для изучения пелитовых пород. Фракцию с диаметром частиц 0,01—0,001 мм изучают под микроскопом с применением иммерсии. Частички с диаметром менее 0,001 мм (субколлоидальные и коллоидальные) изучают с помощью органических красителей и спектрографии, электронного микроскопа, рентгенографии, термографии и другими физико-химическими способами.

Результаты петрографо-минералогического изучения рыхлых отложений сводят в таблицы, где указывают количество подсчитанных грубых обломков определенных пород или мелких зерен различного минерального состава. Затем эти исходные данные подвергают статистической обработке, по материалам которой составляют таблицы с характеристикой процентного содержания в данной породе обломков или зерен различного петрографического или минерального состава. За 100% принимают общее количество подсчитанных обломков (зерен).

В таблицах отображают процентное содержание таких классов или даже отдельных видов пород и минералов, которые облегчают последующую генетическую интерпретацию результатов проведенных анализов. Например, соотношение обломков из местных пород и пород чуждых для данного района (эвратических), из пород или минералов устойчивых и неустойчивых при выветривании и транспортировке, содержание некоторых единичных зерен, присутствие которых может служить указанием источников сноса и путей транспортировки материала. В минеральном составе отложений важно различать терригенные, или аллотигенные (детритовые), минералы, представляющие собой обломки пород, внесенные в осадок в готовом виде, и аутигенные минералы, которые возникли в процессе седиментогенеза, диагенеза, эпигенеза, раннего метаморфизма и гипергенеза. Желательно, чтобы в большой группе аутигенных минералов различалось, хотя бы гипотетически, к какой из стадий осадочного породообразования относится данный минерал.

Графически петрографический и минеральный состав отложений изображают в виде различных диаграмм, картодиаграмм и карт (рис. 30, 31).

Результаты петрографо-минералогического анализа отложений позволяют устанавливать геологическое строение и рельеф области денудации, распределение водоразделов, путей переноса и отложений осадков, преобразование рельефа с течением времени, характер эндогенных и экзогенных процессов, вызывающих это преобразование, определять возраст, производить корреляцию отложений и форм рельефа.

Петрографический состав грубообломочных и минеральный состав мелкообломочных терригенных компонентов прежде всего раскрывают литологическое строение областей сноса материала (питающих провинций).

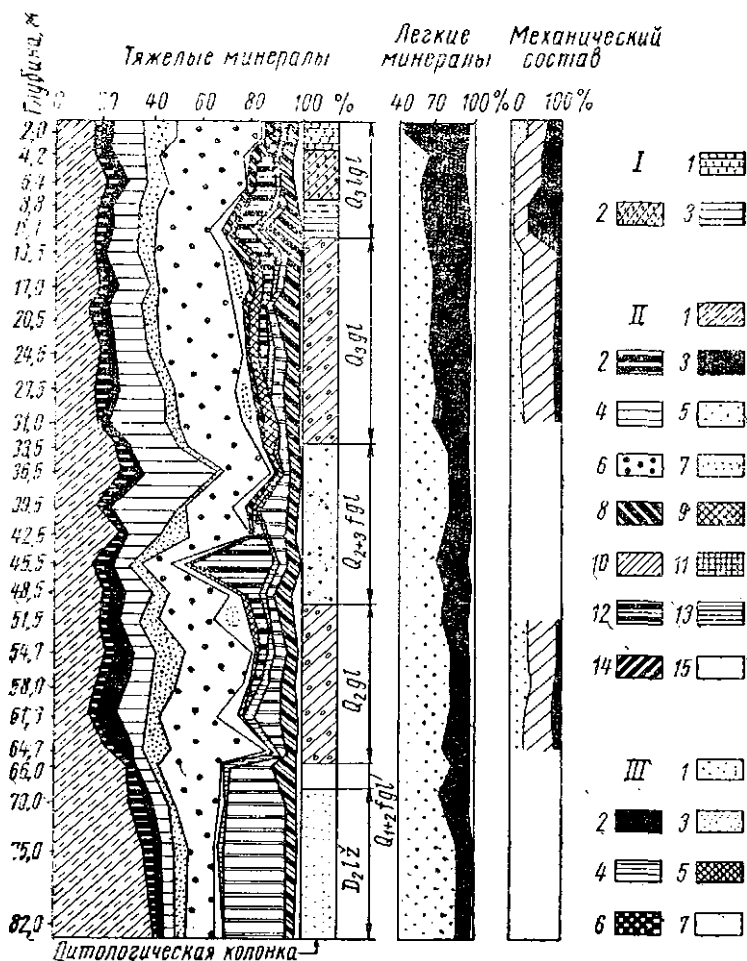


Рис. 30. Минералогический состав фракции 0,25—0,01 мм из антропогенных отложений разреза скв. 71 Дисненского района БССР (по А. И. Коптеву, 1961):

I — литологический состав: 1 — переслаивание глины и алевролита; 2 — суглинок пылеватый; 3 — глина; II — тяжелые минералы: 1 — рудные непрозрачные и лейкоген; 2 — рутил, ставролит, дистен и силлиманит; 3 — циркон; 4 — гранаты; 5 — группа энидота; 6 — амфиболы и пироксены; 7 — гидроксид железа; 8 — мусковит и биотит; 9 — пирит; 10 — сидерит; 11 — глаукоцит; 12 — карбонаты; 13 — апатит; 14 — даллит; 15 — прочие; III — легкие минералы: 1 — кварц; 2 — полевые шпаты; 3 — карбонаты; 4 — слюды; 5 — агрегаты и обломки горных пород; 6 — выветрелые; 7 — прочие

Питающая провинция — это, по определению В. П. Батурина, пространственно ограниченный комплекс, охватывающий все породы (изверженные, метаморфические и осадочные), которые участвуют в образовании современных с ним накоплений осад-

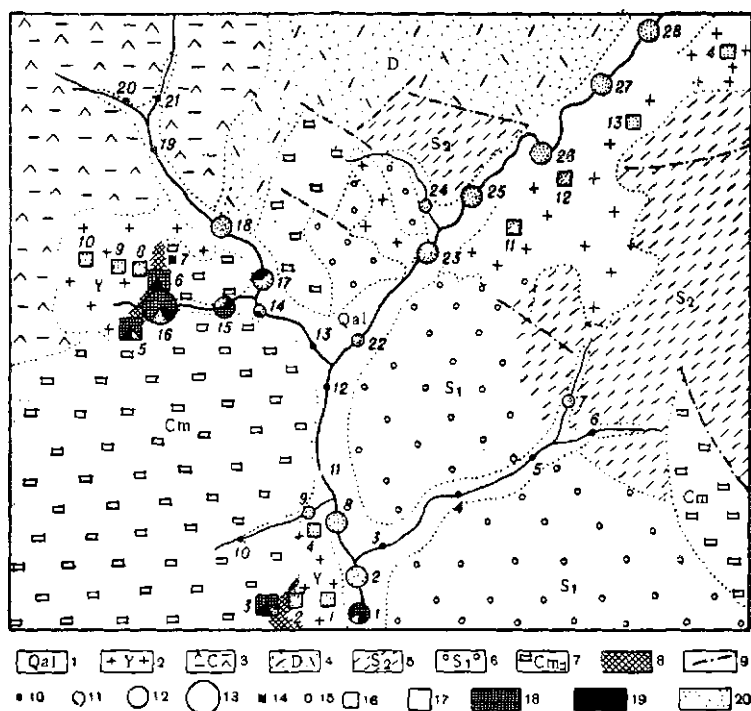


Рис. 31. Крупномасштабная круговая шлиховая карта (по Е. М. Захаровой, 1960):

геологическая основа: 1 — четвертичные отложения; 2 — граниты, гранодиориты; 3 — красноцветные песчаники и алевролиты; 4 — туфогенные песчаники, кислые лавы и их туфы; 5 — флишевая песчано-сланцевая толща; 6 — конгломераты, аркозовые песчаники, аргиллиты; 7 — известняки с прослоями песчаников и аргиллитов; 8 — скарны; 9 — разрывные нарушения; количество рудных минералов, в шлихах: 10 — пустые пробы; 11 — единичные зерна; 12 — десятки зерен; 13 — весовые количества; в протоколных пробах: 14 — пустые пробы; 15 — единичные зерна; 16 — десятки зерен; 17 — весовые количества; рудные минералы: 18 — шеелит; 19 — мильбеннит; 20 — рутыл

ков. Важно подчеркнуть, что каждая питающая провинция отличается петрографической индивидуальностью, налагающей характерный отпечаток и на продукты аккумуляции. Питающими провинциями могут быть речные бассейны, области ледникового сноса, разрушаемые морские берега, развешаемые пустынные территории, жерла вулканов, извергающих различные магматические продукты.

С питающими провинциями генетически связаны *терригенно-минералогические провинции* — области седиментации, которые устанавливают частью по наличию специфических, только им присущих минералов, частью по резкому количественному преобладанию нескольких минералов (Батурин, 1947). Различают простые и сложные терригенно-минералогические провинции. Первые связаны с одной питающей провинцией, а вторые получают питание из нескольких провинций. Терригенно-минералогические провинции обычно приурочены к отрицательным формам рельефа (речным долинам, морским и озерным водоемам, различного рода депрессиям), тогда как питающие провинции представлены преимущественно положительными формами рельефа (горными хребтами, возвышенностями и водораздельными поднятиями на равнинах). Исключение составляют некоторые осадки, например эоловые, которые могут образоваться за счет материала, приносимого из относительно более низких мест.

Для установления питающих провинций наиболее ценными оказываются гравийные, галечные и валунные отложения, которые непосредственно указывают материнские горные породы областей сноса.

По составу ледниковых валунов, морских или речных галечников судят о местоположении областей ледникового сноса, интенсивной морской абразии или выноса на побережье большого количества аллювиального материала, о местах интенсивного эрозионного расчленения рельефа. Грубые обломки, состоящие из хорошо опознаваемых пород узко местного коренного залегания, приобретают значение руководящих обломков.

В отличие от гравийно-галечных и валунных обломков песчаные и тем более алевроитовые отложения, состоящие из отдельных минеральных зерен, характеризуют более отдаленные участки областей сноса и дают более расплывчатое представление об их литологическом строении. Особенно приходится учитывать сильную степень химического разложения мелкообломочных фракций, вследствие чего основная тяжесть проблемы палеогеографических реконструкций ложится на относительно устойчивые тяжелые минералы. Хотя по ним и нельзя судить о конкретных породах, все же по ассоциациям тяжелых минералов в сочетании с некоторыми легкими минералами удастся установить крупные генетические типы пород, развитых на водосборной площади.

Так, обилие апатита, циркона, рутила, роговых обманок в тяжелой фракции вместе с калиевыми полевыми шпатами свидетельствует о развитии на водосборной площади гранитов. Обилие магнетита, титаномагнетита, сфена, основных плагиоклазов, амфиболов говорит о наличии основных пород; присутствие дистена, ставролита, андалузита, силлиманита — о метаморфиче-

ском комплексе; общая бедность минералами тяжелой фракции, переотложенный глаукоцит, остатки фосфоритов, кремней, кварцитов — о развитии осадочных пород и т. д.

Указанные закономерности позволяют устанавливать границы водосборов и отдельных областей сноса во время образования соответствующих стратиграфических горизонтов. Изменения вещественного состава осадков снизу вверх указывает на изменения петрографического состава пород, выступающих на дневную поверхность в области денудации. Это может быть истолковано как следствие эволюции денудационного рельефа, спижения водоразделов, изменения границ водосборов, перехватов рек.

Общее направление перемещения обломочного материала выявляется после локализации генетически связанных одна с другой питающей и терригенно-минералогической провинций. Так устанавливают веера разноса ледниковых валунов, речных и морских гравийно-галечных и эоловых алевритовых обломков. Более детально пути переноса, приуроченные к определенным формам рельефа (например, речным долинам), выясняют посредством прослеживания рыхлого материала от места к месту и обнаружения закономерного изменения его вещественного состава в направлении переноса и аккумуляции.

Как правило, чем дальше от области сноса, тем заметнее петрографо-минералогическая дифференциация ианосов. В условиях длительной транспортировки обломки пород и минералов испытывают разнообразные механические и химические воздействия, приводящие иногда к полному их распаду и исчезновению из осадка. Это вызывает изменение состава обломочной ассоциации минералов в пути их перемещения и, в конечном итоге, накопление наиболее устойчивых минералов.

Кроме того, в реках происходит гравитационная дифференциация, которая особенно отчетливо проявляется на рудных минералах с большим удельным весом. Такие минералы быстрее переходят в осадок и потому выпадают из состава транспортируемых обломков по мере падения скорости течения. В верховьях рек тяжелой фракции содержится больше, чем в низовьях.

Иногда оказывается достаточным установить область сноса изучаемых отложений, чтобы сделать обоснованное предположение об их происхождении. Так, полное сходство петрографического и минералогического состава обломочных отложений у подножий склонов с составом пород на вершинах склонов и водораздельных форм свидетельствует о накоплении рыхлого материала в результате склоновых процессов.

Находки на равнине крупных эрратических валунов почти наверняка свидетельствуют о древнем покровном оледенении. В то же время покровные алевритовые отложения, питающая провинция которых находится далеко и топографически ниже, обнаруживают свое эоловое происхождение.

В некоторых специфических породах или минералах бывают зафиксированы разнообразные рельефообразующие процессы, совершавшиеся на территории питающих провинций или областей аккумуляции. Согласно В. П. Батурину (1947), вулканические извержения, вводящие в сферу размыва большие массы пород, богатых тяжелыми минералами (главным образом железисто-магнезиальными и силикатами), изменяют тяжелую фракцию формирующихся осадков. Например, вулканическая деятельность Центрального Кавказа в четвертичное время отмечена появлением в осадках гиперстена. Бесспорным показателем проявления вулканической деятельности служат прослои вулканического пепла, причем минералогический состав пепла и вулканических песков указывает тип вулканического извержения. В то же время прослои вулканического пепла в большом удалении от центра извержения свидетельствуют о ветровом переносе вулканического, а возможно также и вмещающего мелкоземистого материала.

Оледенения сопровождаются, по определению В. П. Батурина, колоссальным переносом обломочного материала на огромные расстояния и ведут к полной перестройке питающих провинций за счет перекрытия коренных пород ледниковыми отложениями совершенно иного минералогического состава. Наиболее характерные минералы бореального типа на Русской равнине дистен, ставролит, силлманит и кварц. Последний составляет основную массу обломков песчаной размерности.

Существенное изменение минерального состава обломочных отложений может указывать также на резкое усиление эрозии в области сноса как следствие интенсивных тектонических поднятий. Например, в бассейне оз. Севан в древних аллювиальных отложениях наблюдается большее разнообразие минералов, чем в современных. Это заставляет предполагать в прошлом более интенсивный размыв в условиях восходящих движений молодой горной страны. На последнее указывает также преобладание терригенного материала над аутигенным.

Выяснению генезиса породы очень большую помощь оказывает изучение аутигенных минералов. Седиментационные минералы непосредственно указывают среду и условия накопления материала, а диагенетические и прочие минералы — характер и условия его последующего преобразования в породу. Один и тот же минеральный тип часто может быть и терригенным, и продуктом седиментации, диагенеза или эпигенеза. Таков, например, кварц, который может оказаться во всех названных категориях. Это показывает, как тщательно нужно анализировать составные элементы породы, чтобы сделать правильные выводы научного или прикладного значения.

Состав седиментационных минералов, их относительное участие в образовании пород зависят от климата, тектонических

движений, рельефа, среды аккумуляции материала и других физико-географических факторов. Наиболее благоприятны для их накопления гумидный климат, слабые тектонические движения, плоский рельеф, преимущественно застойные водоемы. Неблагоприятные условия складываются в условиях нивального климата, интенсивных тектонических движений, сильно расчлененного горного рельефа и деятельности преимущественно текучих вод. Полевые и лабораторные методы диагностики седиментационных минералов и вообще стадийальный анализ пород, а также принципы интерпретации проведенных исследований рассматриваются в указанных выше специальных руководствах и монографиях.

Изменения вещественного состава пород в процессе выветривания отражают континентальные условия породо- и рельефообразования уже после седиментации и диагенеза. Эти изменения сводятся не только к глубокому внутреннему преобразованию исходного материала, но и существенной перестройке структурных и текстурных особенностей породы.

Советскими учеными (Б. Б. Плыновым, Н. М. Страховым, И. И. Гинзбургом, А. И. Перельманом и др.) разработано учение о стадийном последовательном изменении минералов при выветривании различных магматических, метаморфических или осадочных пород. В осадочных породах происходят главным образом выщелачивание, инфильтрация, окисление и гидратация. Интенсивность, качественное своеобразие и соотношение названных процессов зависят от многих факторов — от исходного минерального состава отложений, от климатических, геоморфологических, почвенно-растительных, гидрогеологических и других природных факторов. Большое значение имеет миграционная способность элементов и их соединений в природных условиях, которая зависит от ландшафтно-геохимической обстановки и, в частности, от величины рН грунтовых и почвенных вод, от кислородного потенциала и пр. Поэтому непременным условием правильной интерпретации результатов изучения вещественного состава пород и выяснения характера, степени и причин его вторичных изменений является ландшафтный, точнее ландшафтно-геохимический, подход. При этом через геохимию ландшафта познается и рельеф — его морфология и динамика.

Глубокие внутренние изменения пород устанавливают путем их изучения под микроскопом, в результате анализа вещественного состава наиболее тонкодисперсной глинистой фракции, содержащей основную часть вторичных (новообразованных или типоморфных) минералов. Под микроскопом видно, что отдельные минеральные зерна теряют свою хорошую сохранность и четкие контуры, покрываются пленкой или подвергаются коррозии, края зерен становятся неровными, зазубренными или расплывчатыми, поверхность их также становится неровной, изъ-

едеиной, происходит замещение исходных минералов вторичными в виде псевдоморфоз по мелким зернам ранее существовавших первичных минералов, дисперсного глинистого вещества, заполняющего макро- и микропоры, образующего различные стяжения и т. п.

Изучение выветрелости горных пород и характера коры выветривания оказывает очень большую помощь в определении относительного возраста рельефа и его хронологического сопоставления на обширных площадях с общими для соответствующих отрезков времени климатическими условиями. На территории СССР развиты древние коры выветривания третичного, мезозойского и еще более отдаленного геологического прошлого, которые отличаются друг от друга и от маломощной четвертичной коры выветривания. По ним можно судить о возрасте и условиях формирования рельефа. Так, по наличию красноцветной и лёссовой коры выветривания в юго-западных областях европейской части СССР выделяются генерации рельефа плиоценового и четвертичного (ледникового) возраста.

Установлено, что дочетвертичные отложения Русской равнины отличаются сравнительно однообразным минеральным составом, представленным наиболее устойчивыми минералами. Это связано с неоднократным переотложением и длительным выветриванием материала. Четвертичные образования, наоборот, обладают очень разнообразным минерально-петрографическим составом, который изменяется в зависимости от генезиса пород.

Внутри четвертичных отложений тонкими аналитическими методами могут быть обнаружены свои отличия отдельных горизонтов друг от друга, вызванные изменениями климата, чередованием ледниковых и межледниковых эпох. Так, по данным Н. Г. Грошениковой, Л. В. Зорина, Е. М. Малаевой (1960), долина р. Зеи пережила ряд теплых влажных эпох, сменявшихся холодными и более сухими. Теплым эпохам соответствует высокое содержание рутилизированных зерен ильменита и повышенный процент выветрелых зерен неустойчивых минералов (пироксенов, амфиболов, эпидота). Холодным эпохам соответствует слабое развитие рутилизации и незначительное содержание минералов с вторичными изменениями.

То обстоятельство, что различные горизонты терригенно-минералогических провинций обладают строго определенным набором терригенных компонентов и характеризуются разной степенью выветрелости, позволяет производить возрастную корреляцию отложений, когда другие методы по тем или иным причинам оказываются неприменимыми. Для целей корреляции нужно отдавать предпочтение таким руководящим минералам или их ассоциациям, которые устойчивы и способны к далекому переносу, т. е. хорошо выдерживаются в изучаемом горизонте на большой площади.

Цвет осадочных пород — важный признак, который прежде всего привлекает к себе внимание полевых исследователей. Он служит основанием не только для чисто внешнего разграничения отдельных горизонтов или слоев, но до некоторой степени позволяет судить о вещественном составе отложений и об условиях их образования.

Среди четвертичных отложений наиболее распространены красная, бурая, желтая, серая, черная, зеленая, синяя и голубая окраски разнообразных оттенков, переходных тонов и насыщенности. Красная, бурая и желтая окраски обычно обусловлены содержанием в осадочных породах гидратов окиси железа. Серый и черный цвета чаще всего указывают на содержание в породе органических веществ, тонко рассеянных минералов пирита, марказита и др. Нередко черный цвет породе придают различные соединения окислов марганца. Поэтому предположение о наличии в осадках примеси или прослоев гумусированного материала, основанное на одном только визуальном определении цвета породы, может оказаться ошибочным и должно быть подтверждено аналитическими данными. Зеленая окраска в большинстве случаев обусловлена присутствием закисных соединений железа.

По происхождению окраска пород бывает унаследованная, т. е. отвечающая цвету обломочных частиц материнских пород. Чаще окраска возникает в процессе седиментации и диагенеза. В этом случае она может служить показателем геохимических условий, в которых формировалась порода. Красный и бурый цвета являются показателем окислительной среды, а тускло-зеленые (сизые) — восстановительной среды в стадию диагенеза. Например, в болотах с резко выраженными восстановительными условиями связано образование сизого глеевого горизонта (слоя).

Окраска пород, кроме того, отражает климатические условия названных стадий породообразования, а также стадии гипергенеза. В жарком сухом климате отложения на континентах преимущественно серые, желтые, палевые, тогда как в жарком влажном климате они яркие буро-красные в связи с образованием различных видов водных окислов железа, алюминия, марганца.

Выяснению причин различной окраски пород помогают наблюдения ее соотношений со слоистостью. Окраска, хорошо выдержанная по простиранию пластов и четко согласующаяся со слоистостью, в большинстве случаев первичная, т. е. возникла в стадию седиментации. Если же окраска пятнистая, изменяется возле трещин, каверн и пустот, не согласуется со слоистостью, пересекая прослои разного петрографического состава, то про-

исхождение ее скорее всего вторичное, т. е. отражает стадии диагенеза или гипергенеза.

В целях сравнимости данных окраску пород описывают в сходных условиях влажности и степени дробления. Если это требование соблюсти не удастся, то необходимо оговорить, в каком состоянии находится порода: сухом или влажном, в монолите или в порошке.

ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРЫ ПОРОД

Структура пород характеризуется размерами и формой составляющих ее зерен. Применительно к обломочным рыхлым или сцементированным отложениям соответствующие их свойства устанавливают путем гранулометрического анализа и анализа формы отдельных обломочных частиц.

Гранулометрический анализ

Гранулометрическим или механическим составом обломочных отложений называют содержание в них частиц различной крупности. Размер частиц — важный структурный признак этих отложений, поскольку он отражает динамические условия переноса и отложения материала. Поэтому морфолитогенетический анализ обязательно сопровождается гранулометрическим анализом, т. е. определением гранулометрического состава пород.

В табл. 5 приведена структурная классификация обломочных пород. Обычно в отложениях резко преобладают частицы какой-либо одной градации (фракции), согласно которой и устанавливают структурный тип (название) породы. В тех случаях, когда порода состоит из частиц разного размера, ее называют в зависимости от размеров и процентного содержания различных фракций. При этом можно воспользоваться гранулометрической классификацией грунтов, используемой грунтоведами (Сергеев, 1959).

Размеры галек и валунов определяют непосредственно в поле при помощи мерной ленты или линейки. Размеры гравийных и песчаных зерен в полевых условиях устанавливают путем сравнения с эталонными коллекциями соответствующих гранулометрических фракций. Можно также воспользоваться таблицей М. М. Васильевского (Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений, 1957). Исследуемая порода (песок или гравий) насыпается в центр круга, и размер составляющих ее зерен сличается под лупой с кружками разного диаметра. Пылеватые породы определяют на ощупь или растиранием на ладони, а глинистые и смешанные песчано-глинистые — путем скатывания колбаски или шнура и

Структурная классификация

Размеры обломков в мм	Группа пород	Наименование обломков	Наименование пород	
			Рыхлые	
			Сложенные окатанными обломками	
Более 1000	Грубообломоч- ные породы (псефиты)	Глыбы	Скопление глыб	
1000—500 500—250 250—100		Валуны: крупные средние мелкие	Скопление валунов: крупных средних мелких	
100—50 50—25 25—10		Галька: крупная средняя мелкая	Галечники: крупнообломочные среднеобломочные мелкообломочные	
10—5 5—2 2—1		Гравийные зерна: крупные средние мелкие (грубые пес- чаные зерна)	Гравий: крупнообломочный среднеобломочный мелкообломочный (песок грубозерни- стый)	
1—0,5 0,5—0,25 0,25—0,1	Песчаные породы (псаммиты)	Песчаные зерна: крупные средние мелкие	Пески: крупнозернистые среднезернистые мелкозернистые	
0,1—0,05 0,05—0,025 0,025—0,01	Алевритовые породы	Алевритовые зерна: крупные средние мелкие	Алевриты: крупнозернистые среднезернистые мелкозернистые	
Менее 0,01	Глинистые по- роды (пелиты)	Пелитовые зер- на	Пелиты (глинистые породы)	

¹ Из книги «Методы изучения осадочных пород», т. 1, 1957. В таблицу дополнил

обломочных пород ¹

Наименование пород		
Рыхлые	Сцементированные	
Сложенные остроугольными обломками	Сложенные окатанными обломками	Сложенные остроугольными обломками
Скопление глыб	Глыбовые конгломераты	Глыбовые брекчии:
Скопление остроугольных валунов: крупных средних мелких	Валунные конгломераты: крупновалунные средневалунные мелковалунные	Валунные брекчии: крупнообломочные среднеобломочные мелкообломочные
Щебень: крупнообломочный среднеобломочный мелкообломочный	Конгломераты: крупногалечные среднегалечные мелкогалечные	Брекчии: крупнообломочные среднеобломочные мелкообломочные
Дресва: крупнообломочная среднеобломочная мелкозернистая (песок грубозернистый)	Гравелиты: грубообломочные среднеобломочные мелкозернистые (песчаники грубозернистые)	
Пески: крупнозернистые среднезернистые мелкозернистые	Песчаники: крупнозернистые среднезернистые мелкозернистые	
Алевриты: крупнозернистые среднезернистые мелкозернистые	Алевролиты: крупнозернистые среднезернистые мелкозернистые	
Пелиты (глинистые породы)	Плотные глинистые породы (аргиллиты)	

только внесены принятые в настоящее время термины: псефиты, псаммиты, аргиллиты,

испытания их на изгиб, как это принято у почвоведов и грунтоведов.

Образцы для гранулометрического анализа отбирают из каждого выделенного в поле слоя, из отдельных прослоев в свите, резко отличающихся своим механическим составом, из разных горизонтов или частей однородных свит, если они достигают большой мощности.

Галечники анализируют тут же в поле путем просеивания их на грохоте или на специальных лотках с отверстиями, согласно принятой классификации. Существуют два способа анализа: весовой и объемный. По первому способу берут 60—80 кг породы, рассыпают и полученные фракции взвешивают. По второму способу берут 4—5 ведер породы, просеивают и долю каждой фракции устанавливают не взвешиванием, а определением их объема в специально проградуированном ведре (Саркисян и Климова, 1955).

Гранулометрический анализ мелкообломочных пород осуществляют в лаборатории обычно путем просеивания через сита и путем отмучивания в воде. Ситовой анализ применяют только для частиц от 30 до 0,05 мм. Для гранулометрического анализа глин применяют гидравлические методы, основанные на зависимости между размером зерен и скоростью осаждения их в воде. Перед началом анализа глину необходимо диспергировать, т. е. разрушить агрегаты частиц, возникающие во время их осаждения, а также в диагенезе, эпигенезе и гипергенезе. Диспергирование осуществляют путем особого механического и химического воздействия на породу.

После разделения частицы каждой фракции взвешивают (в сухом состоянии) и определяют их процентное соотношение в общей навеске. Для анализа средне- и мелкозернистого песка берут навеску 150—200 г, грубозернистого песка — до 500 г, глины — 15—25 г.

Результаты гранулометрического анализа сводят в таблицы с указанием процентного содержания каждой из обнаруженных в данной породе фракций. На основании таблиц составляют диаграммы, картодиаграммы и карты.

Наглядное представление о гранулометрическом составе отложений дают гистограммы и кумулятивные кривые (см. гл. 4). При помощи кумулятивных кривых графически находят медианный (средний) размер зерен и коэффициент сортировки (рис. 32). Очень ценную информацию дают также кривые распределения гранулометрического состава в разрезе (по вертикали) и по линии профиля (рис. 33).

На одной и той же диаграмме можно совместить показ распределения и вещественного и гранулометрического состава отложений. В этом случае размером столбика можно показать величину гранулометрической характеристики образца в данном

пункте (например, медианный размер зерен), а цветом или штриховкой долей столбика — минеральный состав зерен. Кроме того, рекомендуется составлять карты распределения медианного размера или коэффициента сортировки отложений. Для показа этих величин наиболее подходит метод изолиний (рис. 34).

Гранулометрический состав позволяет судить о генезисе и об условиях образования обломочных пород. Медианный диаметр

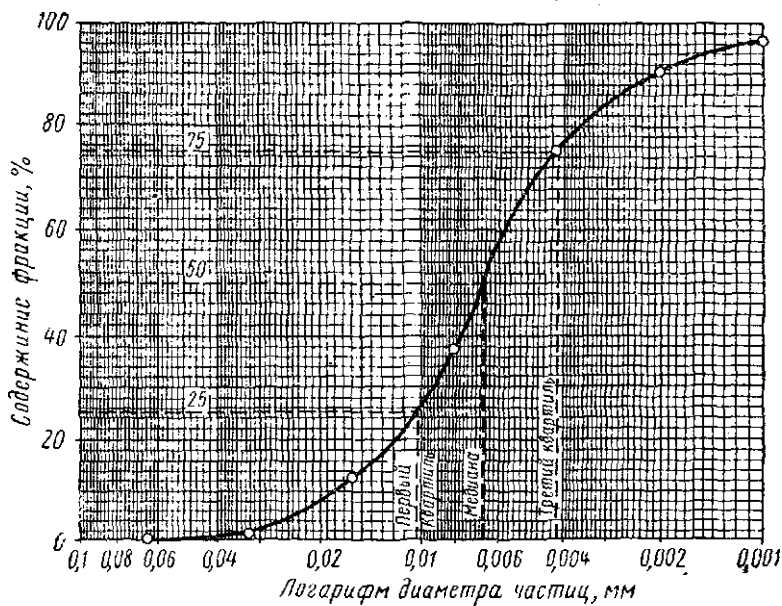


Рис. 32. Кумулятивная кривая гранулометрического состава на полупологарифмической сетке, позволяющая определить медиану и квартили (по В. К. Крумбейну и Л. С. Слоссу, 1960)

связан с характером и силой течения тех сред, которые передвигают частицы к месту отложения. Коэффициент сортировки является показателем условий в переносящей среде (порядок скоростей, степень турбулентности).

По характеру распределения гранулометрических фракций обломочные отложения могут быть: 1) однофракционные (хорошо сортированные) — содержат одну из фракций в количестве, превышающем 90%; 2) двухфракционные — с содержанием каждой из двух фракций более 10% и в сумме не менее 90% (частный случай — равнофракционные породы, в которых разница между двумя преобладающими соседними фракциями не более 10%); 3) разнофракционные — с большим количеством фракций, содержащихся в количестве более 10% каждая;

4) краефракционные — состоят из нескольких фракций более крупных и более мелких с незначительным (менее 10%) содержанием фракций промежуточного размера; 5) смешаннофракционные — с неравномерным содержанием разных фракций (Полянин, 1957).

Каждый из этих гранулометрических типов пород отвечает своим динамическим условиям накопления материала. Так, хорошо сортированные отложения возникают в однородных спокойных динамических условиях, тогда как плохо сортированные осадки характеризуют резко изменчивую динамическую обстановку. Краефракционный гранулометрический тип свидетельст-

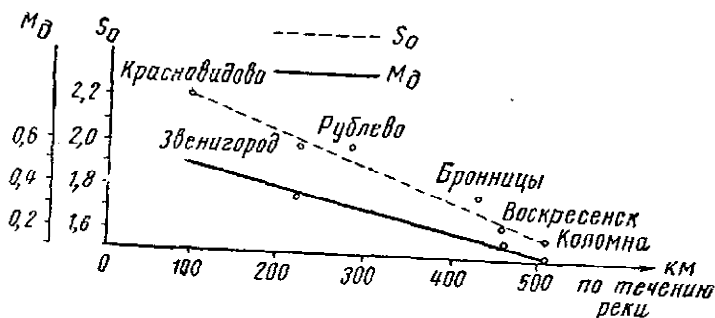


Рис. 33. Изменение гранулометрического состава песка р. Москвы (по П. И. Фадееву). S_0 — коэффициент сортировки; M_d — медианный диаметр)

вует о переотложении осадков в динамических условиях, резко отличных от первоначальных, или о динамической дифференциации одной основной среды отложения (например, чередовании двух порядков скоростей и пр.).

Медианный размер и коэффициент сортировки отражает дальность транспортировки материала и скорость седиментации. Плохой сортировкой и грубообломочным составом отличаются гравитационные склоновые отложения, отложения временных горных потоков. Уменьшение зерен и улучшение сортированности материала происходят в направлении течения водных потоков, у которых одновременно наблюдается выполаживание продольного профиля сверху вниз по долине. Эта закономерность доказана многочисленными анализами аллювиальных отложений и может быть с успехом использована для палеогеоморфологических реконструкций. Сказанное хорошо иллюстрирует кривая распределения гранулометрического состава современного руслового аллювия р. Москвы (см. рис. 33).

Закономерное распределение обломков по крупности и степени сортировки наблюдается также в береговой полосе, причем

различные гранулометрические типы морских отложений формируются в зависимости от расстояния от абразионных береговых обрывов, от силы прибой, интенсивности береговых течений, от формы и уклона подводного профиля (см. рис. 34).

Зная средний размер и коэффициент сортировки обломочного материала, генезис которого также известен, определив направление и градиент изменения указанных величин по простиранию, можно осуществить попытку реконструировать характер существовавшего в свое время палеорельефа, порядок его абсолютных и относительных высот, уклонов. Для этого необходимо

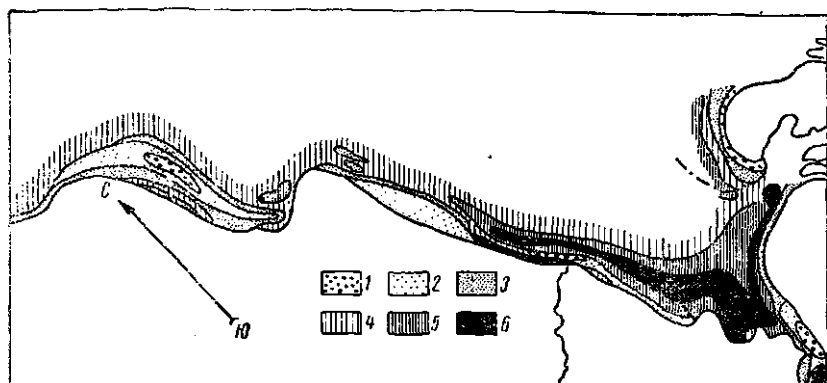


Рис. 34. Схематическая карта распределения наносов с различным медианным диаметром (по О. К. Леонтьеву и др.):

1 — более 0,5; 2 — 0,15—0,25; 3 — 0,10—0,15; 4 — 0,05—0,10; 5 — 0,01—0,05;
6 — менее 0,01

иметь сравнительный материал по гранулометрии рыхлых отложений, которые образуются в разных местах и теперь в существующих геоморфологических условиях. Такой материал обязательно собирают по району текущих исследований и, кроме того, его дополняют данными по другим районам, чтобы база для сравнения была возможно более широкая.

Изучая гранулометрический состав обломочных толщ не только по простиранию, но и по вертикали (в разрезе), устанавливают, как изменялись динамические условия накопления осадков с течением времени и как соответственно изменялся сам рельеф. Постепенная смена снизу вверх грубообломочных толщ мелкозернистыми осадками или, наоборот, мелкозернистого материала грубообломочным говорит о том, что в первом случае рельеф развивался по нисходящему пути с выполаживанием склонов и ослаблением эрозии, а во втором случае — по восходящему пути с ростом гор, усилением эрозии и, как следствие этого, выносом большого количества крупных обломков. Подоб-

ные выводы будут правильны лишь при условии, если разнотер-
нистые толщи выдерживаются на большой площади и имеют
большую мощность, измеряемую десятками и сотнями метров.
Переслаивание маломощных разнотернистых горизонтов перед-
ко бывает следствием других причин. Например, блуждание рус-
ловых потоков по дну долины или по предгорной равнине обус-
ловливает образование слоев грубозернистого руслового аллю-
вия в основании или среди тонкозернистого пойменного аллю-
вия. Изменение гранулометрического состава отложений в раз-
резе может быть обусловлено также изменениями климата.

Изучение формы обломочных частиц

Форма обломочных частиц зависит: 1) от относительных раз-
меров их осей: длинной (a), промежуточной (b) и короткой (c)
или длины, ширины и толщины и 2) от угловатости или округ-
ленности (окатанности) углов и краев (рис. 35).

В полевых условиях часто
применяют визуальный способ
оценки окатанности грубых об-
ломков. Для этой цели удобна
шкала А. В. Хабакова, по которой
обломки делят на следующие

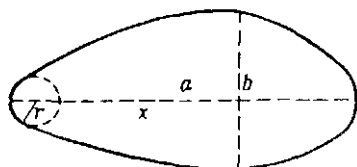


Рис. 35. Показатели формы
обломка в площади макси-
мального сечения

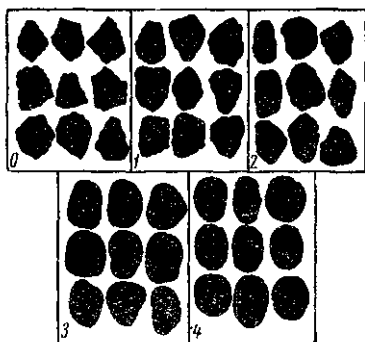


Рис. 36. Пятибалльная шкала
для определения окатанности
обломков

пять групп: 0 — остроугольные обломки, 1 — угловатые обломки
с оттертыми краями, 2 — угловато окатанные обломки с оттер-
тыми ребрами, но еще сохранившие первоначальную огранку,
3 — обломки хорошо окатанные, сохранившие лишь следы пер-
воначальной формы, 4 — превосходно окатанные обломки (Сар-
кисян и Климова, 1955) (рис. 36).

Каждая из пяти групп имеет свой балл (от 0 до 4), который
используют при определении степени окатанности материала.
Результаты подсчета частоты распределения галек по группам
окатанности умножают на их балл и сумму произведений делят
на количество измерений обломков. Например, среди 50 галек
окатанность по баллам распределяется так: 1-й балл — 10 галек;

2-й балл — 15 галек; 3-й балл — 25 галек. Тогда суммарный коэффициент окатанности галечника ($K_{ок}$) вычисляют по формуле средней взвешенной:

$$K_{ок} = \frac{10,1 + 15,2 + 25,3}{50} = 2,3.$$

При более детальном изучении формы облаков проводят некоторые простейшие измерения и вычисляют ряд коэффициентов, характеризующих форму обломков в количественных (морфометрических) показателях. Чаще всего находят следующие коэффициенты.

1. Коэффициент сферичности. Служит показателем приближения формы обломка к шару. Этот коэффициент определяют по формуле

$$K_{сф} = \frac{d}{a},$$

где d — диаметр сферы, объем которого равен объему частицы, a — длинная ось обломка.

Чем больше частица по своей форме приближается к шару, тем ближе значение коэффициента к 1.

Практически поступают так. Измеряют длинную ось гальки и путем погружения в мерную мензурку с водой находят ее объем. Затем по найденным величинам с помощью специальной таблицы (номограммы) определяют коэффициент сферичности.

Коэффициент сферичности можно найти и без предварительного определения объема частиц, зная лишь соотношение осей: промежуточной к длинной ($\frac{b}{a}$) и короткой к промежуточной ($\frac{c}{b}$). Делают это с помощью номограммы, которая построена в прямоугольных координатах. По оси абсцисс отложены величины $\frac{c}{b}$, а по оси ординат — $\frac{b}{a}$. Вычисленные по уравнению и нанесенные на номограмму кривые позволяют определить коэффициент сферичности графическим путем (Саркисян и Климова, 1955; Крумбейн и Слосс, 1960).

Соотношения осей характеризуют также общую форму обломков. По соотношениям осей Т. Пейн предложил следующую классификацию обломочных частиц (табл. 6).

М. Бленк (Blenk, 1960) находит, что форма обломков лучше всего характеризуется соотношениями осей короткой к длинной ($\frac{c}{a}$) и короткой к промежуточной ($\frac{c}{b}$). Эти величины определяют для каждого обломка, и результаты наносят в виде точки на график с ординатой $\frac{c}{a}$ и абсциссой $\frac{c}{b}$. По расположению точек на графике судят о форме обломочных частиц. В частности, скопление точек на небольшой площади указывает преобладание обломков определенной формы.

Форма обломочных частиц по Т. Пейну
(согласно Саркисяну и Климовой, 1955)

$\frac{b}{a}$	$\frac{2}{3}$ $\frac{1}{3}$	1. Дисквидные	2. Сплюсненно-сфероид- ные	3. Сферические
		4. Плоско вытяну- тый диск	5. Плоско вытянутые сфероидальные	6. Продолговато сфероидальные
		7. Плоско вытяну- тые	8. Плоско вытянутые палочки	9. Разные
		$\frac{1}{3}$	$\frac{c}{b}$	$\frac{2}{3}$

2. Коэффициент окатанности, или округленности. Служит показателем приближения максимального сечения обломка к кругу. Чаще всего этот коэффициент определяют по формуле, предложенной А. Кайе (A. Cailleux, 1947): $K_{\text{окр}} = \frac{2r}{a}$, где r — наименьший радиус кривизны контура; a — длинная ось обломка (см. рис. 35). Чем больше сечение обломка приближается к кругу, тем ближе значение коэффициента к 1.

3. Коэффициент изометричности. Служит показателем приближения размеров всех трех осей обломка к одной и той же величине. Его определяют по формуле: $K_{\text{изом}} = \frac{a+c}{2b}$ как отношение суммы длины и толщины обломка к удвоенной ширине.

4. Коэффициент уплощенности. Служит показателем степени сокращения толщины обломка (A. Cailleux, 1945). Его находят по формуле $K_{\text{упл}} = \frac{a+b}{2c}$ как отношение суммы длины и ширины к удвоенной толщине. Чем плосче обломок, тем больше коэффициент превышает 1. У вполне изометричных обломков он равен 1.

5. Коэффициент дисимметрии. Служит показателем степени отклонения формы частицы от правильных симметричных очертаний. Его определяют по формуле $K_{\text{дисим}} = \frac{x}{a}$, где x — наибольшее расстояние от конца до центра обломка по его длинной оси (см. рис. 35). Чем дисимметричнее обломок, тем больше значение коэффициента удаляется от 0,5 и приближается к 1.

Для вычисления указанных коэффициентов линейные размеры крупных обломков измеряют непосредственно в поле или же в камеральных условиях по фотографиям. Обломки фотографируют в плоскости наибольшего сечения и сбоку. Мелкие обломки измеряют на микрофотографиях.

Для вычисления коэффициента окатанности по формуле А. Кайе радиус кривизны контура обломков находят следующим

образом. На фотографию накладывают прозрачную мишень, состоящую из концентрических окружностей различного диаметра. Совместив одну из окружностей с участком контура наименьшего радиуса, определяют значение последнего. Для вычисления истинной длины радиуса, так же как и линейных размеров обломков, необходимо знать масштаб фотографий.

Мелкие частицы удобно изучать и измерять в отраженном свете под бинокляром. Измерения производят с помощью микрометра-мишени, которая расположена в левом окуляре и состоит из концентрических окружностей радиусом 0,1—0,2—0,4—0,6—1—2—3—4—5 мм. Совмещая с окружностями разные части контура зерен, находят наименьший радиус кривизны. Тут же определяют длину зерен.

В настоящее время большое значение придают морфоскопическому изучению обломков, при котором отмечают характер и состояние их поверхности. Поверхность частиц может быть полированная, гладкая, матовая и блестящая, граненая, бугорчатая, корродированная, регенерированная и ямчатая. В целях облегчения генетического истолкования результатов анализа морфоскопическое изучение обломков необходимо дополнить морфометрическими показателями, характеризующими микрорельеф их поверхности (Чичагов, 1961).

Названные выше показатели неравноценны и не все одинаково независимы друг от друга. Поэтому при морфометрическом изучении обломков можно довольствоваться лишь двумя-тремя основными показателями. По А. Б. Вистелиусу (1960), форму обломочных частиц достаточно характеризовать мерой сглаженности поверхности и мерой близости площади максимальной проекции к кругу. М. Бленк (Blenk, 1960) предлагает использовать обобщенный показатель формы обломков по соотношению их осей $\left(\frac{c}{a} \text{ и } \frac{c}{b}\right)$ и дополнительно к нему — показатель окатанности по А. Кайе. По Г. Рейхельту (Reichelt, 1961), форма обломков и их генезис достаточно надежно выявляются четырьмя степенями окатанности. Этот исследователь считает, что показатели уплощенности и окатанности, предложенные А. Кайе, мало пригодны для определения внешнего вида обломков, так как первый показатель нередко имеет одинаковое значение у обломков различной формы, а второй — недостаточно точен.

По-видимому, целесообразно совмещать следующие основные показатели формы обломков: 1) показатель, основанный на соотношении осей $\frac{c}{a}$ и $\frac{c}{b}$ (М. Бленк); 2) показатель окатанности, оцениваемый визуально по 4—5-балльной шкале, а при более детальных исследованиях по формуле А. Кайе; 3) показатель, характеризующий свойства поверхности обломков (по данным морфоскопического изучения).

Форма обломков зависит от их размеров, петрографических особенностей, от дальности переноса, от характера и динамических условий среды отложения. При выяснении динамических условий переноса и накопления обломочного материала следует исключить влияние свойств материнских горных пород, особенно их способности раскалываться по плоскостям слоистости или сланцеватости. Этого достигают путем изучения формы обломков по возможности из одних и тех же массивных прочных пород или минералов. Наиболее пригодны кремень, жильный кварц, в некоторых случаях известняк и др. Среди мелких зерен предпочтительнее кварцевые, которые очень широко распространены, обладают большой твердостью и однородностью.

Чтобы результаты изучения формы обломков подвергнуть статистической обработке, необходим массовый отбор проб для анализа. В каждой пробе изучают по 100—150 зерен одной или нескольких гранулометрических фракций. Так делают потому, что обломки различного размера по-разному транспортируются даже в одной и той же среде (перекачиванием, во взвешенном состоянии) и благодаря этому они по-разному изменяют свою первоначальную форму. Крупные обломки в реках окатываются значительно быстрее, чем мелкие. Зерна размером менее 0,1 мм переносятся во взвешенном состоянии и, как правило, почти не окатываются. Оптимальные размеры для изучения окатанности частиц песчаной фракции 0,25 мм, галечной фракции 40—70 мм. По данным А. Кайе (1959), эти размеры должны быть неодинаковы при решении различных проблем. При диаметре частиц 0,3 мм четко выявляются различия между морской и речной окатанностью, а эоловая окатанность лучше всего обнаруживается, когда диаметр частиц близок к 0,7 мм.

Результаты изучения формы обломков сводят в таблицы с характеристикой процентного содержания в данной пробе зерен различных морфометрических и морфоскопических категорий (классов). За 100% принимают общее количество подсчитанных зерен. Показатели округленности (окатанности) и дисимметрии часто умножают на 1000, чтобы получить их величину в целых числах.

Распределение зерен по морфометрическим классам в одной пробе графически изображают в виде столбиковых диаграмм (гистограмм) и кумулятивных кривых (рис. 37). Закономерности изменения формы обломков в разрезе или по простиранию устанавливают путем сопоставления нескольких гистограмм или кумулятивных кривых. Кроме того, строят специальные кривые распределения формы обломков в разрезе по линии профиля, например вдоль берега моря, по течению реки (рис. 38). Распределение формы обломков рыхлых толщ в пределах изучаемой территории показывают на картах и картодиаграммах.

Чем лучше окатан обломочный материал, тем он дальше от

коренных источников сноса. Крупные, плохо окатанные обломки, идиоморфные минеральные зерна (т. е. сохранившие свою первичную кристаллическую форму) преимущественно формируют остаточные россыпи на месте выветрившихся горных пород, осыпи, отложения истоков рек и бурных временных водотоков вблизи источников сноса. Вдоль путей транспортировки окатанность обломков быстро нарастает и после 25—50 км транспортировки достигает 4—5-го класса.

Закономерности изменения формы и окатанности обломочного материала вниз по течению рек позволили А. А. Кухаренко решить некоторые важные вопросы истории формирования долины р. Койвы.

Оказалось, что в верховьях Койвы галька состоит из жильного кварца и других пород и слабо окатана. Вниз по течению закономерно увеличивается количество кварцевой и кварцитовой гальки и одновременно заметно возрастают коэффициенты ее сферичности и окатанности. Те же коэффициенты в долине р. Серебряной оказываются значительно более низкими (пункты Т и С на рис. 38). Это позволяет утверждать, что долина Койвы в ее современном виде сложилась уже давно, независимо от формирования по соседству долины р. Серебряной.

Как показали исследования, по окатанности и форме обломков можно судить и о динамических условиях их транспортировки и накопления, т. е. о генезисе рыхлых отложений и форм рельефа. Особенно отчетливо сказывается формирующая среда на окатанности обломков. Если коэффициент окатанности галек (по Кайе) умножить на 1000 и построить гистограммы с постоянным основанием частот, равным 50, то очень наглядно выявятся характерные отличия материала, отложенного в разной среде (рис. 39).

Нужно учитывать, что в ископаемых осадках встречаются продукты переработки галек сначала в одной, а затем в другой среде. Гистограмма окатанности такого материала обычно бывает двухвершинной, т. е. с двумя максимумами распределения частот. В этом случае приходится применять специальные методы выделения частот для каждой обстановки, что не всегда удается сделать однозначно.

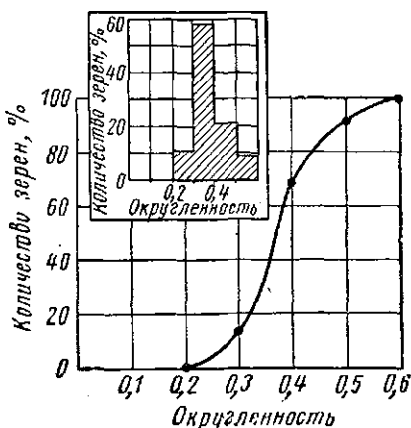


Рис. 37. Гистограмма и кумулятивная кривая распределения округленности речных галек (по В. К. Крумбейну и Л. Л. Слоссу)

Суждение о генезисе осадков подкрепляют результатами морфоскопического изучения обломочных частиц. По морфоскопическим признакам хорошо отличаются друг от друга следующие типы песчаных зерен: 1) необработанные, угловатые, образующиеся при механическом и химическом распаде пород с малым переносом водой или ветром; 2) обработанные водой, бле-

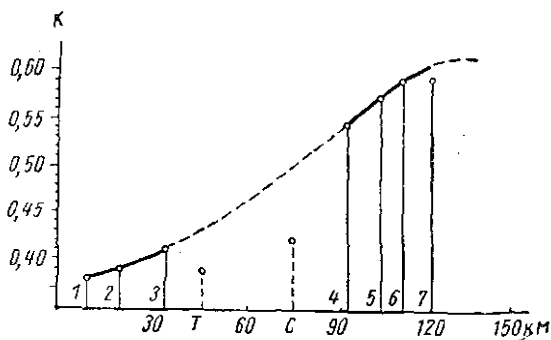


Рис. 38. Графическое изображение степени окатанности речной гальки (K) по течению р. Койвы (по А. А. Кухаренко):

пункты: 1 — Медведка; 2 — Шалдинка; 3 — Промыслы; 4 — Тырымов лог; 5 — Ершов лог; 6 — Гаревой лог; 7 — Березовка

стящие, круглой или яйцеобразной формы с полированной поверхностью; 3) обработанные ветром, матовые, округленные, с поверхностью, испещренной ячейками, оставшимися после отрыва чешуек; 4) обработанные водой и ветром, глянцевитые, округлой формы с блестящими пятнами и с менее глубокими сглаженными по краям ячейками; 5) педогенетические, образующиеся под воздействием колебаний температуры и химических растворов, неправильной формы, с неровной бугристой и покрытой царапинами поверхностью (Чичагов, 1961; Caillieux, 1952; Ters, 1960).

ИЗУЧЕНИЕ ТЕКСТУРЫ ПОРОД

Под текстурой понимают пространственные взаимоотношения и расположение составных частей породы. К текстурным признакам осадочных отложений относятся: характер распределения материала в разрезах, перпендикулярных наложению (внутрислоевые текстуры), знаки на поверхностях наложения (поверхностные текстуры), особенности ориентировки обломков в разрезе и в плане. Последний признак тесно связан с формой обломков и может рассматриваться как переходный от структурных признаков к текстурным.

Изучение внутрислоевых и поверхностных текстур

Внутрислоевые текстуры. Во всех породах наблюдается одна из трех основных внутрислоевых текстур: беспорядочная, слоистая и флюидальная, или контрузивная (Швецов, 1958).

В беспорядочной текстуре частицы, слагающие породу, располагаются хаотично и без всякой ориентировки. В слоистой текстуре частицы, слагающие породу, распо-

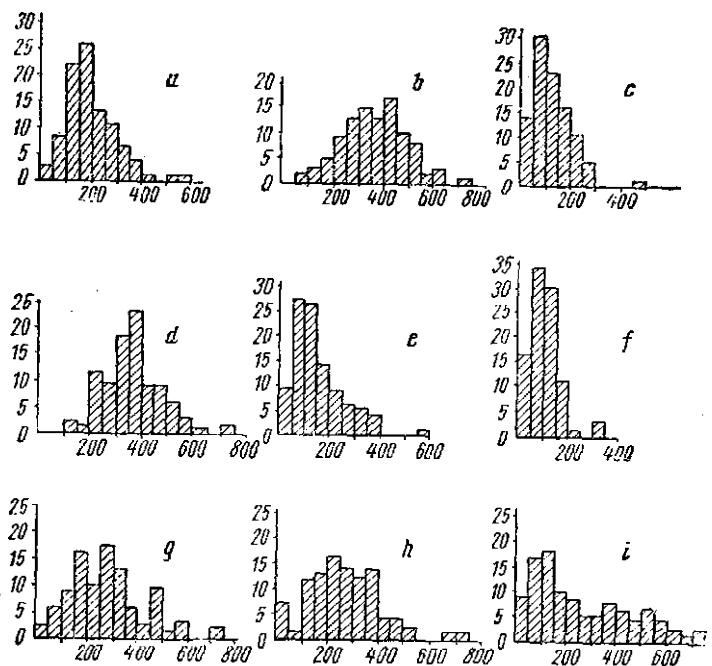


Рис. 39. Гистограммы степени окатанности скального обломочного материала в разных средах (по М. Дорывальскому): а — река; б — море; в — перигляциальная река; д — озеро; е — донная морена; ф — боковая морена; г — конечная морена; h — заандр; i — флювиогляциал

лагаются закономерно слоями и слоёчками, причем наблюдается чередование слоев и слоёчков разного состава, разной крупности зерна, с различным количеством цемента и др.

Слойки, или слоёчки, — наиболее простые (элементарные) составные части слоистых текстур. Их собственная внутренняя текстура может выражаться лишь в ориентировке частиц, а мощность (толщина) измеряется миллиметрами или долями миллиметра, как исключение, достигает нескольких сантиметров. Группа более или менее сходных слоёчков, связанных непрерывной

последовательностью наложения и отделяющихся от другой такой же группы, образует серию. Группа сходных серий образует слой. Граница раздела серий в разрезе называется «серийным швом», граница раздела слоев — «слоевым швом» (Методы изучения осадочных пород, 1957).

Большое разнообразие слоистых текстур сводится к трем основным типам: горизонтальной, косой и волнистой слоистости (рис. 40).

В горизонтальной слоистости чередуются слои и слойки, параллельные плоскости напластования. В косой слоистости ряды серий состоят из слойков, наклоненных к серийным швам. Последние могут быть горизонтальными или же чаще несколько наклоненными к общей плоскости напластования. Волнистая слоистость характеризуется криволинейной (волнистой) формой слойков, параллельных друг другу. Серийные швы также волнистые (криволинейные). Частным случаем волнистой слоистости является линзовидная слоистость, когда некоторые группы слойков или серий в разрезе приобретают форму линзы. Кроме названных основных типов слоистости встречаются переходные и сложные формы слоистости.

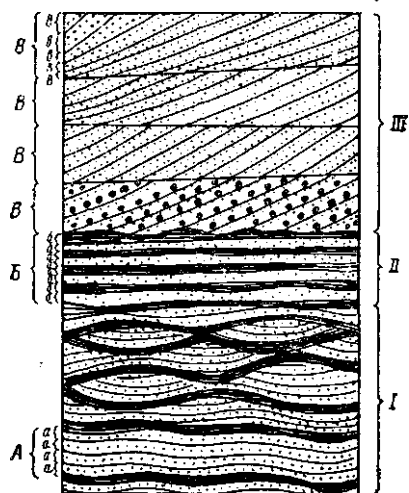


Рис. 40. Основные типы слоистости и соотношение слоев, серий и слойков (по «Методам изучения осадочных пород», 1957):

I, II, III — слои (образование их обусловлено изменением фациальных условий осадконакопления); A, B, B — серии слойков; a, b, b — слойки (образование их связано с характером движения среды отложения и другими причинами, но происходит в одной и той же фациальной обстановке). Типы слоистости: I — волнистая (вверху — линзовидная), II — горизонтальная, III — косая

морфологический тип. Далее последовательно указывают морфологические признаки слоев и слойков (Методы изучения осадочных пород, 1957).

Морфологические признаки слойков (в одной серии): очертания в разрезе (прямолинейные, криволинейные); соотношения между собой (параллельные, сходящиеся); угол наклона; выдержанность границы (непрерывная, прерывистая); четкость границ (резкие, отчетливые, неотчетливые, постепенный переход).

Морфологические признаки серий слойков: очертания в разрезе (горизонтальные прямолинейные, изогнутые, волнистые, ко-ско-клиновидные); соотношение серий (параллельные, перекрест-

ные); направленность слоев в смежных сериях (однонаправленные, разнонаправленные); четкость серийных швов (резкие, отчетливые, неотчетливые, постепенный переход).

Указывают мощность слоев и серий: наибольшую, наименьшую, среднюю. Породы с толщиной слоев менее 1 мм называют микрослоистыми. По мощности серий различают слоистость: очень крупную (более 1 м), крупную (10 см — 1 м), мелкую (1 см — 10 см) и очень мелкую (менее 1 см).

Слоистость чаще всего бывает обусловлена: изменением состава и структуры слоев и слоев или неравномерным распределением в них органических остатков; изменением окраски; наличием включений; линиями раздела слоев и слоев; ориентировкой слагающих породу частиц. Кроме этих признаков принимают во внимание также: характер сортировки зерен в каждом слое, изменение размера зерен в серии и в группах серий (по разрезу), приуроченность включений к определенной части серий.

Чтобы избежать ошибок, слоистые текстуры описывают в различных плоскостях сечения породы, стараясь найти одну плоскость, в которой косые слои имеют наибольший уклон, и другую плоскость, перпендикулярную первой. По возможности в каждой косой серии расчищают площадку на поверхности одного из слоев и на ней с помощью горного компаса или других угломерных инструментов измеряют угол и азимут падения слоя. Если породы плотно сцементированы, то истинный угол и азимут падения слоев находят по данным измерения видимых углов падения при различной ориентировке плоскости обнажения.

Полученные результаты измерений истинные только при горизонтальном (ненарушенном) залегании слоев. Если первичное залегание слоев нарушено, то в результаты измерений вводят поправку за угол и азимут падения дислоцированных слоев.

В флюидалной текстуре, или текстуре смятия, заметны следы правильной ориентировки частиц, но она нарушена вследствие смятия или взмучивания в полувязком состоянии. Эти структуры изучают также в разных плоскостях сечения, давая исчерпывающую характеристику их морфологии и размеров.

Текстовые характеристики любых текстур сопровождают фотографиями и зарисовками. Текстуры некоторых пород лучше всего наблюдать, фотографировать и срисовывать на поверхности обнажений в их естественном (незачищенном) виде, когда процессы выветривания, активное воздействие внешних агентов препарируют и выявляют существующую слоистость. Однако в некоторых однородных отложениях текстуры более отчетливо видны на свежих сколах, после удаления лопатой поверхностной корки или осыпавшихся и оплывших масс. Особенно тщательно

изучают некоторые мелкообломочные породы (например, лёссовидные, суглишки, супеси), которые на первый взгляд совершенно однородны и лишены слоистости, а при внимательном анализе с помощью лупы иногда обнаруживают микрослоистость.

Поверхностные текстуры представляют собой неровности плоскостей раздела слоистых пород. Они весьма разнообразны по форме и по происхождению. Часто встречаются следующие поверхностные текстуры: рябь, трещины, следы струй течения, следы волочения, псевдоморфозы по кристаллам, следы движения организмов, знаки внедрения.

Знаки ряби характерны для поверхностей песчаных, алевроитовых пород и возникают в результате перемещения мелкообломочного материала в подвижной среде (ветер, водные потоки, морские или озерные течения и волнения). При изучении знаков ряби отмечают следующие признаки: расстояние между гребнями валиков (длина волны); высота гребней над основанием валиков (высота волны); индекс ряби (частное от деления первого на второе); форма валиков и углублений в поперечном сечении и в плане; строение валиков (состав, структура и текстура слагающего валик материала); взаимоотношения и ориентировка валиков в плане. После измерения и описания знаки ряби зарисовывают и фотографируют по возможности в плане и в поперечном разрезе.

Трещины характерны для пород, которые обладают способностью сильно изменять свой объем при изменении некоторых условий (температурных, влажности и др.). Чаще всего приходится встречать трещины усыхания и морозобойные трещины.

Изучая трещины, описывают их форму и размеры как в поперечном сечении, так и в плане, закономерности группировки, расстояние между ними, форму и размеры полигонов, обособленных со всех сторон трещинами. Чтобы установить эти признаки, трещины изучают на многих по-разному ориентированных разрезах, а также на больших расчистках по плоскости напластования, охватывающих серии полигонов. Кроме обычных описаний, зарисовок и фотографирования прибегают к составлению схем и планов расположения систем трещин и полигонов.

Ископаемые трещины обычно бывают заполнены различными осадками и выглядят, как земляные или грунтовые клинья. Эти осадки изучают со стороны их вещественного состава, структурных и текстурных признаков, а также соотношений с материалом перекрывающих и подстилающих отложений.

Результаты массовых замеров слоистых текстур сводят в таблицы с указанием пунктов наблюдений текстур определенного стратиграфического горизонта (слоя), угла и азимута падения слоев. По этой таблице составляют полярные диаграммы для каждой из групп соседних обнажений, диаграммы розы направления падения косой слоистости, картодиаграммы.

Текстурные признаки играют очень большую роль в фациальном анализе. По ним можно судить о характере и динамических условиях среды отложения осадков, т. е. об их генезисе.

По времени образования текстуры следует подразделять на первичные (сингенетические), возникшие в процессе осадконакопления и характеризующие обстановку, в которой материал отлагался, и вторичные (эпигенетические или наложенные), возникшие в результате последующего изменения породы в связи с переменой условий ее существования.

Беспорядочная (неслоистая) первичная текстура свидетельствует о быстром осаждении и обильном непрерывном приносе однообразного материала или о постоянном его перемешивании. Особенно характерна она для обвального-осыпных отложений, отложений грязевых потоков, морены.

Слоистая текстура свидетельствует преимущественно о коротких периодических изменениях (колебаниях) условий среды осадконакопления, об относительно небольшой скорости и прерывистости выпадения материала. Горизонтальная слоистость в подавляющем большинстве случаев образуется при выпадении осадка из взвеси или из раствора при отсутствии движения в придонной части водоема и обуславливается изменением материала, поступающего в осадок. Особенно характерна она для морских и для озерных отложений вне зоны воздействия течений и волнения. Горизонтальная слоистость связана преимущественно с песчаными, алевроитовыми и глинистыми породами и проявляется в чередовании слоев разного состава. В озерных отложениях может наблюдаться ритмическое чередование слоев (лент) то очень мелкого, то более крупного гранулометрического состава.

Косая и волнистая слоистость особенно разнообразна и привлекает наибольшее внимание исследователей. Она возникает под воздействием поступательного или колебательного движения среды накопления осадков (воды, ветра) и связана с разными породами от алевроитов до гравелитов и галечников. Генетическая интерпретация косой и волнистой слоистости основывается на комплексе морфологических и структурных признаков отдельных слойков, серий слойков и слоев (Ботвинкина, 1962).

Направление падения косой слоистости указывает направление течения воды или ветра, так как каждый слойок образуется на более крутом склоне подводного валика, дюны или фронта (уступа) береговой отмели, последовательно перемещаемых согласно движению среды отложения осадка. Поэтому массовые замеры угла и азимута падения косых слойков, рассеянные на большой площади, позволяют установить направление движения древних наносов.

Наиболее выдержано направление падения косой слоистости в флювиальных отложениях. В каждом пункте наблюдений из

налегающих одна на другую серий косых слоев удается вы-
брать средний азимут падения. Отклонения от него обусловли-
ваются меандрированием водного потока. В морских отложе-
ниях часто отмечают перекрестную слоистость с падением косых
слоев в противоположных направлениях, что указывает на пе-
ременное (колебательное) движение воды.

Флюидалные текстуры в виде сложной складчатости слоев
или микрослоев, а также в виде микроразрывов указывают на
деформацию осадков одновременно с отложением или сразу
после него. В морских осадках складчатость возникает в резуль-
тате подводного оползания на крутых склонах, при последую-
щих процессах диагенеза и эпигенеза (обезвоживания и уплот-
нения материала и т. п.). В геоморфологическом отношении осо-
бенно интересны нарушенные текстуры некоторых континенталь-
ных отложений: оползневых, солифлюкционных, мерзлотных,
ледниковых, карстовых и др.

Каждый из названных генетических типов нарушенных тек-
стур отличается от других своими морфологическими и струк-
турными признаками, по которым они опознаются в поле. Ввиду
дробности и сложности этих текстур их рекомендуется изучать
на возможно большем количестве разрезов, секущих складки
вкрест простирания, по простиранию, а также в плоскости смя-
того слоя, чтобы уловить рисунок текстуры в плане.

Действительную причину нарушений устанавливают путем
тщательного анализа не только самих текстур, но также вещест-
венного состава, гранулометрии, геоморфологических условий
залегания слоев и других признаков, привлекаемых для целей
фациального анализа.

На пути генетического истолкования нарушенных текстур
должен быть решен вопрос о времени их возникновения: во вре-
мя осадконакопления или вскоре после него. Этот вопрос реша-
ют путем изучения морфологии нарушений каждой отдельной се-
рии слоев и каждого слоя, прослеживания складок или разры-
вов вверх и вниз по разрезу, выяснения соотношений с подсти-
лающими и перекрывающими осадками. Постепенное затухание
нарушений вверх по разрезу и переход в ненарушенные слои
внутри однородной серии отложений свидетельствует об одно-
временности седиментации и возникновения нарушений. Соглас-
ные деформации достаточно крупных пачек слоев скорее всего
говорят о вторичных нарушениях, наступивших уже после осад-
конакопления. Об этом же свидетельствуют однообразие мощ-
ности и структуры пород в разных элементах складок и раз-
рывов.

При генетическом истолковании знаков ряби обращают вни-
мание на форму валиков в поперечном профиле и очертания их
в плане. Волновая рябь характеризуется симметричным строе-
нием валиков и расположением приблизительно на одинаковом

расстоянии один от другого. В зоне прибоя валики приобретают асимметричное строение, их склон, обращенный к берегу, более крутой.

Знаки ряби течений имеют асимметричные валики, причем их более крутой склон обращен вниз по течению. В плане валики чаще всего располагаются поперек к направлению течения, примерно на одинаковом расстоянии друг от друга. При малых скоростях образуется ромбоидальная рябь. Известны языкообразные и другие сложные знаки течений.

Трещины усыхания и морозобойные трещины образуются в совершенно разных условиях, и потому их распознавание представляет большой палеогеоморфологический и общий палеогеографический интерес. Диагностическими признаками служат морфология и размеры самих трещин, вещественный состав, структура и текстура заполняющего материала и породы, в которой трещины образовались, результаты общего фациального анализа отложений. В четвертичное время морозобойные трещины возникали в ледниковых и перигляциальных условиях и потому характерны для соответствующих генетических типов отложений. Они в общем отличаются более крупными размерами, чем трещины усыхания, и обособляют также более крупные полигональные отдельности.

Изучение ориентировки галек и валунов

Для определения ориентировки валунов или галек достаточно установить азимут и угол падения плоскости их наибольшего сечения и азимут длинной оси. Это делают непосредственно в поле с помощью горного компаса. В дислоцированных слоях приходится учитывать влияние нарушений, для чего определяют азимут и угол падения дислоцированного слоя, а потом вводят поправку в измеренные элементы ориентировки обломков. Первоначальное положение обломков проще всего устанавливают по сетке Вульфа или при помощи гониометра А. В. Хабакова и В. Н. Пашковского.

В каждом обнажении и слое находят элементы ориентировки 100—150 обломков, которые затем подвергают статистической обработке. Результаты обработки сводят в таблицу с указанием по обнажениям и слоям количества и процента обломков с азимутом длинной оси и линии падения в определенных угловых интервалах, например от 0 до 30°, от 30 до 60° и т. д. На основании таблицы составляют диаграммы — розы ориентировки длинных осей или линий падения плоскости максимального сечения зерен (рис. 41).

Результаты измерений изображают также в виде полярных диаграмм (рис. 42), гистограмм и кумулятивных кривых ориентировки обломков (рис. 43), в виде картодиаграмм.

Изучение ориентировки валунов и галек позволяет сделать

выводы о направлении перемещения обломочного материала. Как показали исследования, для галечников русловых отложений нормальной является поперечная ориентировка длинных осей с наклоном плоскости наибольшего сечения вверх по течению (черепитчатая форма залегания). В прибортовых частях русла длинные оси галек приобретают продольную и диагональную ориентировку (см. рис. 41).



Рис. 41. Диаграмма ориентировки длинных осей и наклона галек в одном из обнажений миоценовых галечников Приуралья (по Г. Ф. Лунгергаузену, согласно Л. В. Рухину):

1 — ориентировка длинных осей галек (152 измерения); 2 — направление наклона галек (142 измерения); 3 — направление течения потока

Как показали исследования Н. И. Апухтина, С. Г. Боца, В. А. Дергевич, А. А. Кухаренко, Е. В. Рухиной, С. В. Яковлевой и др., в основной морене удлиненные и утлогообразные валуны располагаются в большинстве случаев по направлению движения ледника, если только эта ориентировка не была нарушена последующими проявлениями солифлюкции, а также потоками талых вод.

ИЗУЧЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ

Органические остатки могут принадлежать животным и растительным организмам как крупным (макроскопическим), так и мелким (микроскопическим). При изучении новейших, особенно четвертичных, осадков палеонтологический метод наталкивается на ряд затруднений. Это обуславливается прежде всего тем, что за сравнительно короткий четвертичный период органический мир не успел достаточно сильно эволюционировать так, чтобы наблюдались резкие различия общего видового состава ископаемых животных и растений в разных стратиграфических горизонтах четвертичной толщи. Кроме того, накопление новейших отложений на большей части территории происходило в

континентальных условиях, когда животные и растительные сообщества под влиянием местной природной обстановки приобретали локальный облик, тем самым затрудняя возрастные сопоставления обнажений на широкой площади. Наконец, континентальные условия являются причиной того, что и сами континентальные отложения и органические остатки в них относятся к весьма различным систематическим категориям. Некоторые

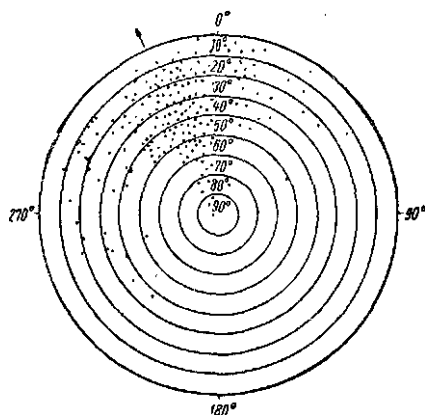


Рис. 42. Полярная диаграмма, на которой точками показаны ориентировка длинных осей обломков и их наклон (по Ю. П. Ольховик-Колясинской). Стрелка указывает направление движения конгelifлюкционной массы

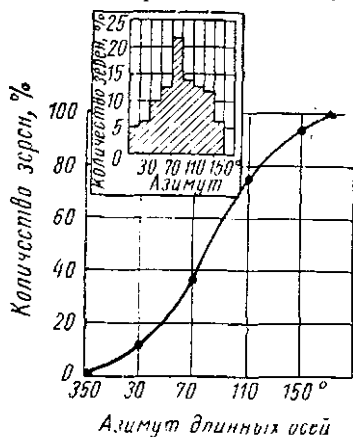


Рис. 43. Гистограмма и кумулятивная кривая ориентировки галек в ледниковом теле (по В. К. Крумбейну и Л. Л. Слоссу)

типы континентальных отложений содержат органические остатки в таком небольшом количестве и в виде таких разрозненных частей, что это также осложняет их использование в стратиграфических целях.

Указанные затруднения в значительной степени снимаются тем обстоятельством, что в четвертичное время происходили неоднократные изменения климата, чередование ледниковых и межледниковых эпох, которые сказывались в органическом мире и обуславливали чередование во времени ископаемых животных и растительных ассоциаций резко различного облика. Ограниченность находок макроостатков организмов восполняется обилием в четвертичных отложениях микроостатков (спор, пыльцы, диатомовых и др.), находками археологических остатков, погребенных почв. В настоящее время биостратиграфические методы изучения четвертичных отложений разработаны уже достаточно детально. Работами советских ученых (В. И. Громов и др.) было выделено для четвертичного периода территории СССР несколько руководящих фаунистических комплексов с характерными

для них формами ископаемой фауны млекопитающих. Такая же работа проделана в отношении растительных остатков (В. П. Гричук, М. П. Гричук и др.).

В морфолитогенетическом анализе большое значение имеет палеоэкологический анализ остатков древних животных и растений, вскрывающий их зависимость от условий среды обитания и, в частности, от рельефа и тех факторов, которые его создавали. Следует помнить, что по отдельным разрозненным находкам животных или растений трудно судить об условиях их местообитания. Необходимо по возможности, особенно в обнаживающихся разрезах, продолжать поиски до тех пор, пока не будет собран достаточно полный палеонтологический материал, который охарактеризует комплекс обитавших в данном месте организмов (биоценоз).

Каждую палеонтологическую находку изучают в отношении условий залегания, вмещающих отложений, сохранности. По этим признакам судят о способе захоронения, о первичном или вторичном (переотложенном) залегании. Переотложенные остатки опознают по окатанности, по наличию признаков разрушения и других следов изменения и сортировки в процессе переноса и переотложения. Такие остатки не могут быть использованы для полиоценного палеогеографического анализа, а если и используются, то полученные выводы носят общий предварительный характер.

Палеогеографические заключения обычно основываются на признании того, что экология древних (ископаемых) организмов была сходна с экологией родственных, ныне живущих форм. Зная экологию последних, делают выводы о палеогеографии времени существования ископаемых организмов. Хотя указанный принцип и является в общем плодотворным, его все же ни в коем случае нельзя применять каждый раз безоговорочно и не критически. По своим требованиям к условиям местообитания вымершие формы могли отличаться от ныне живущих, и тем значительнее, чем больший отрезок времени их отделяет. В четвертичном периоде, когда географическая обстановка быстро менялась и отличалась большой спецификой, могли складываться такие соотношения между природными условиями, с одной стороны, и растительным и животным миром, с другой, которые отличаются от современных. Поэтому данные об экологии современных организмов должны корректироваться наблюдениями, полученными при изучении строения самих древних форм.

При изучении четвертичных отложений наиболее широко применяют изучение остатков млекопитающих, рыб, моллюсков, крупных растительных остатков: древесины, листьев, плодов, семян; микроскопических растительных остатков: спор и пыльцы (палинологический анализ), диатомей (диатомовый анализ); фораминифер.

Нужно быть очень внимательным при сборе мелких остатков фауны и флоры (раковин, плодов, семян). Иногда эти предметы видны в породе и легко из нее извлекаются. В глинах, суглинках или лёссах мелкие биологические остатки обычно бывают рассеяны и плохо заметны. Для их извлечения кусок породы объемом 1—6 дм³ промывают водой через сито с диаметром отверстий не более 0,5 мм. Весь мелкозем уносится водой, а органические остатки остаются в сите. Их высушивают, этикетировывают и завертывают, а ломкие предметы (например, раковины моллюсков) укладывают в коробочки с ватой. Промывку породы осуществляют по возможности в поле непосредственно у обнажения.

Методика сбора и обработки палеонтологических остатков подробно излагается в специальных руководствах (Яковлев и др., 1955; Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений, 1957; Методы изучения осадочных пород, 1957).

Для изучения стратиграфии отложений бедных макроскопическими остатками животных или растительных организмов, для выяснения палеогеографических условий накопления осадков применяют *спорово-пыльцевой* анализ. Его широко используют при геоморфологических исследованиях, когда приходится расшифровывать генезис и возраст поверхностных рыхлых образований, непосредственно слагающих формы рельефа. Особенно это касается четвертичных отложений, детальное изучение и расчленение которых в настоящее время немыслимо без применения спорово-пыльцевого метода (Гричук, Заклинская, 1948; Систематика и методы изучения ископаемой пыльцы и спор, 1964).

Обнажение, которое представляет палеогеографический интерес, расчищают, описывают и из выделенных горизонтов берут образцы для спорово-пыльцевого анализа. Интервал между образцами по вертикали не должен превышать 0,5 м. В мало-мощных слоях, в органогенных породах, в глинах и суглинках его сокращают до 0,02—0,1 м. Богатые пылью органогенные породы рекомендуется брать непрерывно в виде небольших монолитиков. Вес образцов органогенных пород не менее 20 г, минеральных пород — 100—200 г, а пород заведомо бедных пылью и спорами — до 500 г. Для анализа могут быть использованы образцы из буровых скважин.

В лаборатории взятые пробы подвергают специальной обработке с целью подготовки их к анализу, причем образцы, бедные пылью и спорами, обогащают до требуемой концентрации. Из каждой пробы готовят препараты для определения спор и пыльцы под микроскопом. Все встреченные споры и пыльцевые зерна регистрируют на специальном бланке или в журнале, ведя определение до тех пор, пока не будет подсчитано в общем не менее 450—600 зерен, т. е. не менее 150 зерен по каждой из основных групп растений — древесных, недревесных и споровых.

По полученным данным составляют спорово-пыльцевые спектры образцов с указанием процентных соотношений названных основных групп растений и внутри каждой из этих групп — более дробных соотношений между отдельными представителями растений. Спектры оформляют графически в виде циклограммы (круговой диаграммы), на которой каждая из выделенных растительных группировок обозначается своим цветным тоном или своей штриховкой. Результаты анализа серии образцов изучаемого разреза сводят в таблицы и наглядно изображают в виде спорово-пыльцевых диаграмм.

На основании диаграмм нескольких наиболее полных разрезов, расположенных в пределах исследуемого района, можно построить сводную спорово-пыльцевую диаграмму (схему) этого района. На ней в обобщенном виде показывают изменение содержания пыльцы в сводном разрезе, выделяют горизонты, которые отличаются друг от друга типом спектра, например лесным, степным, лесостепным, максимумом (кульминацией) одних и минимумом других экологически показательных растений и т. п.

По смене типов спектров в разрезе снизу вверх судят о смене типов растительного покрова во времени и об этапах эволюции природной обстановки в целом. Путем сравнительного изучения спорово-пыльцевых диаграмм из разных пунктов выясняют закономерности пространственного распределения растительного покрова, местные изменения палеогеографической среды. Эти выводы служат основой для более дробного стратиграфического расчленения разрезов, выяснения возраста и генезиса отложений, а вместе с тем и форм рельефа.

ИЗУЧЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ТЕЛ, ИХ КОНТАКТОВ И СООТНОШЕНИЙ С ФОРМАМИ РЕЛЬЕФА

Изучение контактов

При изучении контактов между слоями отмечают: а) их выраженность (резкие контакты или нерезкие и распылчатые); б) очертания (ровные или неровные); в) выдержанность по разрезу; г) проявление перехода одного слоя в другой (изменение состава, структуры или текстуры пород, условий залегания слоев и другие признаки).

По условиям залегания подстилающих и кроющих отложений различают согласное и несогласное залегание.

Согласное залегание отличается тем, что верхние слои залегают параллельно нижним. Оно подразделяется на два типа: нормальное согласное залегание, т. е. между отложениями ниж-

них и верхних слоев нет стратиграфического перерыва, сопровождавшегося размывом, и согласное залегание с перерывом в отложениях осадков, сопровождавшимся размывом нижних слоев в континентальных условиях.

Несогласное залегание характеризуется непараллельным залеганием нижних и верхних слоев, между отложением которых был стратиграфический перерыв, сопровождавшийся деформацией нижних слоев и их размывом в континентальных условиях. По величине угла различают географическое несогласие и угловое несогласие. Первое имеет очень малый угол несогласия (менее 1°) и может быть установлено лишь при изучении обширной площади. Второе имеет угол несогласия более 1° и может быть выявлено в каждом отдельном разрезе (Методы изучения тектонических структур, 1961).

Угловое несогласие свидетельствует о деформациях слоев, срезаемых неровным контактом. Обычно эти деформации бывают вызваны тектоникой. Однако нередко, особенно среди континентальных отложений, встречаются нарушения нетектонического, например оползневого, происхождения. Кроме того, в аллювиальных, пролювиальных, эоловых, склоновых отложениях, в прибрежноморских осадках попадают довольно мощные пачки слоев с крупной косою слоистостью, а также слои с первичным наклонным залеганием, которые срезают друг друга и создают ложное впечатление углового несогласия. Поэтому каждый раз нужно тщательно установить природу углового несогласия — является ли оно тектоническим, деформационным нетектоническим или, наконец, ложным, или первичным.

О том, как происходило накопление осадков — непрерывно или с перерывами, в первую очередь судят по характеру контактов. Ровные нерезкие контакты чаще всего свидетельствуют о непрерывном осадкообразовании, тогда как неровные резкие контакты — о наличии перерывов. Особое внимание следует уделять изучению неровных контактов, которые обычно бывают связаны с континентальными эрозивно-денудационными процессами и представляют поэтому большой интерес для геоморфологов.

Геоморфологи изучают неровные контакты не только между морскими отложениями, но и внутри континентальных толщ. Эти контакты разделяют отложения различного генезиса и возраста, отмечая на фоне общего континентального осадко- и рельефообразования ослабление или даже перерывы накопления материала и наступления преимущественной эрозивно-денудационной переработки земной поверхности. Своеобразие таких контактов заключается в том, что они могут иметь как широкое распространение, свидетельствующее о перестройке развития рельефа на большой площади, так и распространение, обычно обусловленное чередованием положительных и отрицательных

форм рельефа и узко местным распределением областей сноса и накопления.

В поле контакты описывают во всех обнажениях, среди которых наиболее подходящи для этой цели высокие подмытые берега рек, глубокие длинные овраги, искусственные выемки и карьеры, т. е. такие обнажения, которые рассекают местность достаточно глубоко, на большом протяжении и в разных направлениях. По таким разрезам легко составить представление о характере неровных контактов не только вдоль случайных пересечений, но и о формах контактных поверхностей.

Нужно иметь в виду, что не всегда неровные контакты связаны с размывом. Они могут возникать также при аккумуляции осадков, когда режим их накопления очень неустойчив и сопровождается приносом то грубообломочного, то мелкообломочного материала. Подлинный перерыв в осадконакоплении характеризуется выпадением из разреза различных стратиграфических подразделений (отделов, ярусов, горизонтов или более мелких единиц), что устанавливают путем определения возраста подстилающих и перекрывающих отложений.

Описывая неровные контакты, определяют их абсолютную и относительную высоту в разных точках, отмечают форму и размеры неровностей (глубину, ширину), наличие сочетающихся друг с другом неровностей разного порядка (мелких и более крупных), их соотношение с подстилающими отложениями (срезание слоев, совпадение с пластовыми поверхностями и пр.), выясняют, как изменяется характер перекрывающих осадков на разных элементах неровных контактов (на повышениях, в понижениях). Изучение кроющих отложений помогает пролить свет на генезис и условия образования неровных контактов, так же как и наоборот. Здесь часто наблюдаются контакты прислонения, где молодые слои прилегают к более древним и лежат с ними на одном или даже более низком гипсометрическом уровне, свидетельствуя об эпохе размыва.

Для оценки неровных контактов как следов древнего рельефообразования внимательно изучают самую приконтактную часть подстилающих пород, где могли сохраниться следы землероющих животных, растительные остатки (корни деревьев и др.), характерные поверхностные и приповерхностные текстуры (например, трещины усыхания, морозобойные трещины, криотурбации), признаки выветривания, погребенные почвы, погребенные торфяники и пр. Особенно ценный материал дает изучение и прослеживание погребенных почв, позволяющее составить наиболее точное представление о погребенном рельефе.

При изучении, а также при палеогеографической и палеогеоморфологической интерпретации погребенных почв применяют комплексную методику, разработанную для изучения современного почвенного покрова.

Изучение формы осадочных тел и мощности отложений

Форма осадочных тел определяется очертаниями их нижней и верхней контактных поверхностей с подстилающими и перекрывающими породами. Она служит весьма важным диагностическим признаком, по которому судят о генезисе отложений, о физико-географических и тектонических условиях их образования (Рухин, 1961).

Форму осадочных тел устанавливают путем сопоставления отдельных естественных и искусственных обнажений, буровых скважин, горных выработок. Некоторые, преимущественно небольшие, тела удается непосредственно наблюдать в одном разрезе. Для того чтобы иметь о них полное пространственное представление, необходимо сделать как минимум два разреза — поперечный и продольный. Для крупных тел необходимо иметь несколько пересечений в разных направлениях.

В разрезе осадочные тела могут иметь пластообразную форму, когда их мощность несоразмерно мала сравнительно с площадью распространения, линзообразную форму (двояковыпуклую или с одной выпуклой и другой, например верхней, плоской или вогнутой поверхностью), округлую или какую-либо другую форму. В плане осадочные тела могут быть округлые, овальные, сильно вытянутые в виде полосы или ленты с прямолинейными, изогнутыми или извилистыми очертаниями и т. д.

Изучение формы осадочных тел сопровождают выяснением их границ и переходов друг в друга по простиранию. Различают следующие способы перехода: замещение (постепенное или с расщеплением слоев, локально устойчивое или мигрирующее вверх или вниз по разрезу), выклинивание (постепенное или резкое), эрозионный размыв.

По своему внутреннему строению осадочные тела могут быть простые и сложные. Простые тела петрографически и генетически наиболее однородные, часто состоят из пород одной фации или даже субфации. Сложные тела состоят из набора простых осадочных тел, включают в себя несколько генетических типов. Так, простые хорошо очерченные тела старичного аллювия входят в состав более сложных аллювиальных залежей, состоящих из нескольких фаций.

Размеры осадочных тел также бывают весьма различны — от очень малых, измеряемых сантиметрами, до весьма крупных, измеряемых километрами и десятками километров. Микротела — это линейно вытянутые, линзообразные в поперечном профиле грубозернистые отложения отдельных более сильных водных струй в толще делювия или аллювия. Макротела — это чаще всего мощные обширные по простиранию пластообразные морские образования. Среди количественных признаков осадочных

тел наряду с их горизонтальными размерами важнейшей является мощность отложений.

Вместе с составом отложений форма их залегания позволяет судить о фациальных и генетических типах осадков и осадочных тел. Так, округлое в плане линзообразное залегание глин скорее всего свидетельствует об их озерном происхождении. Линейно вытянутые извилистые песчаные образования, врезаемые в более древние породы, являются отложениями водных потоков, а пласты, выдержанные в разных направлениях на большом протяжении, чаще всего присущи морским отложениям.

Мощность отложений отражает величину эрозионно-денудационной и аккумулятивной деятельности различных агентов, которая в общем зависит от интенсивности и амплитуды тектонических движений земной коры. В геосинклинальных, в орогенных областях, в связи с резкой дифференциацией и интенсивностью колебательных движений, осадочные породы распространены в пределах зон абсолютных или относительных опусканий и имеют большую мощность. В платформенных областях, где движения земной коры значительно более спокойны и мало дифференцированы, осадочные породы залегают в виде плоских тел малой мощности и обширного простирания.

Отмеченную закономерность, как известно, используют для изучения тектонических движений и создаваемых ими тектонических форм рельефа. Однако чем меньше мощность пород и ее колебания, тем большее значение следует придавать нетектоническим условиям осадко- и рельефообразования — характеру уже сложившегося рельефа, гидродинамике водных потоков, аэродинамике ветровых потоков и другим факторам.

Изучение соотношений осадочных тел с погребенными и дневными формами рельефа

Изучение соотношений осадков с формами рельефа позволяет связать результаты фациального анализа с морфологическим анализом существующих дневных и погребенных форм рельефа и тем самым дать последним генетическую интерпретацию. Решение этой задачи непосредственно вытекает из результатов изучения формы и размеров осадочных тел, так как названные признаки отложений в значительной степени зависят от самого рельефа — погребенного, когда рассматривают глубинные контактные поверхности, или дневного, когда изучают осадки, залегающие непосредственно на современной земной поверхности.

Как известно, экзогенные формы рельефа принято делить на аккумулятивные и денудационные.

Аккумулятивный рельеф образуется в процессе накопления материала и опознается по совпадению земной поверхности с первичной кровлей отложений и общей согласованности с по-

верхностями напластования. Для определения генезиса аккумулятивного рельефа необходимо установить генезис слагающих его отложений.

Денудационный рельеф возникает в результате удаления (выноса) материала, и поэтому он срезает горизонты более древних пород. Последние полностью обнажены или же несут на себе маломощный прерывистый покров рыхлых образований, находящихся преимущественно в фазе перемещения (транзита). О генезисе денудационного рельефа непосредственно или косвенно свидетельствуют рыхлые отложения и аккумулятивные формы рельефа, с которыми он коррелятивно связан.

Таким образом, каждое осадочное тело должно быть сопоставлено с отвечающими ему аккумулятивным рельефом и эрозивно-денудационным срезом. Решение этой задачи нередко осложняется тем, что: 1) области денудации и области аккумуляции весьма удалены друг от друга, 2) одна из областей (денудации или аккумуляции) не сохранилась и 3) осадочные тела и денудационные срезы оказываются генетически и морфологически очень разнородными.

В полевых условиях соотношения между рельефом и осадками начинают изучать с элементов и форм рельефа, переходя затем к более сложным формам и их сочетаниям. Наиболее простыми взаимосвязанными между собой геоморфологическими и литологическими признаками отличаются генетически однородные категории рельефа и отложений, классификация которых лежит в основе построения легенды аналитических геоморфологических карт (см. гл. 5).

ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Установить происхождение существующего рельефа земной поверхности — это значит не только узнать, под воздействием каких факторов он образовался, но также выяснить историю его формирования. Только путем общего палеогеоморфологического анализа с прослеживанием развития рельефа на протяжении возможно более продолжительного отрезка времени можно в конце концов познать и тот рельеф, который предстоит взору исследователя в настоящее время. При этом неправильно устанавливать какой-то возрастной рубеж, ниже которого геоморфолог в своем историческом исследовании не должен спускаться. Подобный рубеж иногда определяют как отрезок времени, с которого начинают прослеживаться корни существующих форм земной поверхности. Однако найти такой рубеж практически оказывается невозможным, так как поиски корней существующего рельефа неизбежно уведут исследователя все далее и далее в глубь исторического прошлого. По самому существу своей науки геоморфолог обязан интересоваться развитием рельефа Земли на протяжении всего отрезка времени, какой только доступен имеющимся в его распоряжении методам исследования.

Палеогеоморфологический анализ основан на методах исторической геологии и палеогеографии. Стратиграфическое изучение толщ земной коры, их фациальный анализ позволяют судить о существовавших в различные отрезки геологического прошлого формах рельефа, их происхождении и последовательной смене во времени.

Выше уже были охарактеризованы основные методы морфолитогенетического анализа. Здесь следует добавить, что в целях изучения истории формирования рельефа названный анализ распространяют на весь доступный для исследования геологический разрез не только данной территории, но и других мест, куда с нес поступал обломочный материал. Наряду с этим геологический разрез изучают в структурном отношении.

В конечном итоге историю рельефа восстанавливают по комплексу признаков (структурно-геологических, литолого-фациальных, возрастных) и прослеживают ее на фоне общего палеогеографического развития территории, т. е. в тесной взаимосвязи с развитием других природных компонентов и в зависимости от эндогенных и экзогенных процессов.

При палеогеоморфологическом анализе особое значение приобретает изучение погребенного рельефа и выяснение возраста рельефа с подразделением его на различные возрастные генерации — реликты древних эпох рельефообразования.

Образование погребенного рельефа происходило во время перерывов осадконакопления, когда ранее отложенный материал подвергался более или менее значительной денудации. Прослеживая погребенные формы поверхности различных стратиграфических горизонтов, сравнивая их между собой, можно решать многие существенные вопросы геолого-географического и особенно геоморфологического развития территории.

Погребенному, или ископаемому, рельефу следует противопоставлять *дневной, или видимый (экспонированный), рельеф*, который, как отметил Н. Н. Соколов (1958), часто неправильно называют современным. Видимый рельеф состоит из элементов самого различного возраста, не только современного. В нем находят отражение даже весьма древние этапы развития земной поверхности, включая такие, которые были разделены эпохами надвигания льдов, излияния лав, морскими трансгрессиями.

Рельеф, созданный в более ранние эпохи существования суши, затем полностью или частично перекрытый ледниковыми, вулканическими, морскими или другими отложениями, в погребенном состоянии сохраняет результаты древних этапов геоморфологического развития территории. Однако погребенный рельеф в его современном виде нельзя полностью отождествлять с тем рельефом, который сложился к моменту его захоронения. Последний мог подвергнуться преобразованию, во-первых, под воздействием морских трансгрессий, ледниковых потоков и других агентов денудации и, во-вторых, в результате неравномерных движений земной коры. Тектонические деформации должны быть тем значительнее, чем мобильнее геологические структуры изучаемого района и чем древнее поверхность контакта слоев.

Из сказанного следует, что при геоморфологическом изучении погребенного рельефа приходится выяснять:

1. Строение существующего погребенного рельефа.
2. Характер и степень преобразования ранее существовавшего дневного рельефа во время и после его захоронения.
3. Происхождение, возраст погребенного рельефа и его влияние на формирование существующего видимого рельефа.

В настоящее время накопился большой материал о погребенном рельефе различных областей нашей страны. Как отмечается в книге «Методы изучения тектонических структур» (1960, 1961), особенно хорошо ископаемый рельеф сохраняется на платформах. В пределах древних платформ он установлен на поверхности докембрийского фундамента, в отложениях палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Амплитуды высот ископаемого рельефа измеряются здесь десятками метров, достигая 100 м и даже 200—300 м и более.

В пределах молодых платформ ископаемый рельеф лучше всего выражен на поверхности палеозойского фундамента с ам-

плитудами высот до 200—300 м. Внутри мезо-кайнозойского чехла молодых платформ встречаются эрозионные поверхности с амплитудой расчленения, измеряемой десятками метров, обычно не более 100 м. В геосинклинальных областях, в краевых прогибах ископаемый рельеф также существует, но он сильно затусшеван резко дифференцированными интенсивными тектоническими движениями.

Предварительно погребенный рельеф изучают по имеющимся геологическим материалам, с помощью которых устанавливают стратиграфию отложений, общую историю палеогеографического развития территории, эпохи накопления и размыва осадков, фиксируемые неровными контактными поверхностями между слоями. Переходы между слоями затем специально изучают во время полевых исследований, уделяя особое внимание резким неровным контактам, которые часто бывают связаны с размывом. При описании таких контактов устанавливают их форму, абсолютные высоты, следы воздействия континентальных агентов на земную поверхность и другие признаки, указанные выше в разделе об изучении контактов и форм осадочных тел.

Как уже отмечалось, не всегда неровные контакты связаны с размывом. Они также могут возникать при аккумуляции осадков, когда режим их накопления очень неустойчив и сопровождается приносом то грубообломочного, то мелкообломочного материала. Подлинность перерыва в осадконакоплении и его длительность устанавливают путем определения возраста перекрывающих и подстилающих отложений в зоне их непосредственного контакта.

Для изучения погребенного рельефа наиболее пригодны обнажения, которые вскрывают породы на большую глубину и на значительном протяжении (подмытые берега рек, глубокие овраги, выемки и пр.). По ним нетрудно составить представление о характере неровностей контактных поверхностей и о их соотношениях с дневным рельефом. Но как бы ни была хороша обнаженность района, для изучения погребенного рельефа необходимо еще привлечь материалы бурения и геофизической разведки.

На основании всех имеющихся материалов определяют возможно большее количество абсолютных отметок изучаемой поверхности размыва и затем составляют профили и карту погребенного рельефа в горизонталях. Прежде чем полученной карте давать палеогеоморфологическую интерпретацию, необходимо еще установить характер и степень преобразования рельефа во время и после его захоронения. Для этого дополнительно изучают породы непосредственно перекрывающего комплекса осадков. Если осадки морского происхождения, то вероятность изменения ранее сформированного континентального рельефа очень

большая. Некоторые ученые полагают, что море, наступая на сушу, полностью разрушает ее рельеф, создавая однообразную абразионную платформу. Однако в действительности так бывает не всегда. Когда море медленно наступает на сушу с возвышенным расчлененным рельефом, оно резко абрадирует ее. Если же на продвижение моря происходит быстро и притом на низменную сушу, нося ингрессионный характер, то абразионное преобразование рельефа становится настолько малым, что от ранее существовавших форм могут сохраниться даже очень небольшие формы, не говоря уже о долинах и водоразделах.

Об интенсивности абразии можно судить по характеру базального горизонта морских отложений. Мощные скопления валунов и крупной гальки свидетельствуют о больших разрушениях рельефа затопленной суши. Наоборот, мелкообломочный и маломощный базальный слой, вверх быстро сменяемый глинистыми отложениями, указывает на морскую ингрессию. Именно таким ингрессионным было, например, наступление верхнеюрского моря на центральные области Русской платформы. Поэтому здесь хорошо сохранились не только сравнительно крупные, но даже малые формы доверхнеюрского рельефа, как, например, карстовые понижения и небольшие эрозионные ложбины. Следовательно, не только по базальному горизонту, но и по самим формам погребенной поверхности размыва, степени ее выравнимости, наличию форм заведомо эрозионного происхождения можно судить о степени преобразования рельефа во время морской трансгрессии.

Рельеф может быть погребен также под континентальными отложениями различного генезиса (речного, ледникового, эолового, склонового). При этом обычно сохраняются ранее существовавшие формы, особенно в местах эоловой или склоновой аккумуляции, где нередко наблюдаются погребенные элювиальные образования, погребенные почвы и торфяники. Более значительные изменения рельеф претерпевает в процессе ледниковой аккумуляции, которая местами сопровождается ледниковой эрозией и эрозией талых подледниковых вод. Степень подобного преобразования учитывают при палеогеоморфологической интерпретации погребенного рельефа.

В районах молодого вулканизма рельеф, погребенный под покровами базальтов, сохраняет многие детали своего предвулканического расчленения. В этих местах приходится учитывать крупные деформации, вызванные новейшими тектоническими движениями. Степень деформации погребенной поверхности тем выше, чем мобильнее данный участок земной коры и чем древнее рельеф. Наиболее значительны деформации в подвижных поясах Земли. Однако и на платформах они могут быть вполне соразмерны с колебаниями высот эрозионного рельефа.

Для определения характера и размеров тектонической де-

формации ископаемой поверхности размыва применяют различные геологические и геоморфологические методы. Наиболее широко используют результаты изучения геологических структур, сложенных осадками покровного комплекса. По этим структурам нетрудно найти поправки, которые нужно ввести в абсолютные отметки поверхности фундамента, чтобы получить рельеф, не искаженный последующей тектоникой. Поправки автоматически вводятся, если гипсометрическое положение ископаемой поверхности размыва определять не над уровнем моря, а по нормали относительно наиболее хорошо выраженных опорных горизонтов в покровном комплексе, принимаемых за уровень отсчета высот. О тектонических деформациях погребенного рельефа свидетельствуют также его формы. Например, обширные замкнутые депрессии, проектирующиеся на отрицательные структуры фундамента, ненормально большой или чрезмерно малый и даже обратный уклон продольного профиля долин, приуроченных к пограничной зоне между положительными и отрицательными структурами фундамента.

Топографическое изучение погребенного рельефа сопровождают анализом его морфологии, соотношений с подстилающими структурами и литологией пород, фаціальным анализом слагающих его коррелятных отложений. По этим данным судят о генезисе и возрасте погребенного рельефа.

Обычно геологическое развитие территории характеризуется многократной сменой эпох накопления и размыва осадков. Поэтому приходится изучать ископаемый рельеф не одной какой-либо эпохи размыва, а нескольких, следовавших одна за другой. Это позволяет проследить палеогеоморфологическое развитие территории с очень отдаленного времени на фоне общего палеогеографического ее развития, подразделить исторический процесс на ряд этапов, установить специфические особенности каждого из них, закономерности смены одного этапа другим, последовательное становление существующего дневного рельефа.

В конечном итоге выясняют, как последовательное развитие земной поверхности завершилось образованием видимого рельефа и какие соотношения сложились между ним и различными возрастными генерациями (ярусами) погребенного рельефа. В зависимости от этих соотношений могут быть выделены следующие типы видимого рельефа.

1. *Прямой, или унаследованный, рельеф* — повторяет положительные и отрицательные формы погребенного рельефа. Он может быть: а) совмещенный — отдельные положительные и отрицательные формы точно проектируются на соответствующие погребенные формы, и б) смещенный — видимые формы несколько смещены относительно погребенных.

2. *Обращенный (инверсионный), или перестроенный, рельеф* —

видимые положительные формы соответствуют погребенным отрицательным, и наоборот.

Указанные соотношения могут быть отмечены для рельефа изучаемого района в целом или только для его отдельных форм. Поэтому различают рельеф: а) полностью унаследованный или полностью перестроенный и б) частично унаследованный или частично перестроенный.

Устанавливая категории рельефа унаследованного или перестроенного, необходимо указывать, формы какого порядка (размера) при этом имеются в виду. Нередко макроформы оказываются унаследованными, а мезоформы и тем более микроформы той же территории сложились совершенно заново. Особенно ценными при этом являются данные о полной или частичной перестройке и унаследованности эрозионной сети, так как от этого зависит характеристика рельефа в целом.

Важным сравнительным признаком форм дневного и погребенного рельефа служит их относительная высота, на основании которой судят о совершившихся со временем нивелировке (сглаживании) рельефа или, наоборот, об усилении его контрастов.

Все указанные соотношения могут быть: первичными, сложившимися в результате аккумуляции кроющих осадков и захоронения ими рельефа, и вторичными, сложившимися в результате последующего размыва и перестроения кроющих осадков. Вторичные соотношения часто отличаются от первичных. Например, из первоначального обращенного ледниково-аккумулятивного рельефа в дальнейшем благодаря водной эрозии нередко формируется унаследованный рельеф.

Кроме указанных выше, различают еще категорию *откопанного рельефа*, который сначала был погребен, а затем обнажился благодаря общей денудации и удалению залегающих сверху осадков. Это может случиться, если погребенный рельеф сложен породами более прочными, чем те, которые его перекрывают. Подобные условия наблюдаются в районах двухъярусного строения земной коры, когда складчатый фундамент, сложенный очень плотными породами, перекрыт рыхлыми, легко поддающимися размыву платформенными отложениями. В горных районах Средней Азии, Урала, Кавказа на консолидированных складчатых структурах встречаются участки поверхностей выравнивания различного генезиса, откопанные из-под покрывавших их морских и континентальных осадков.

Изучение погребенного рельефа и его соотношений с видимым рельефом имеет большое практическое значение, например, при поисках полезных ископаемых (угля, нефти, бокситов и др.), гидрогеологических исследованиях (особенно в засушливых районах, где погребенные понижения могут быть вместилищами пресных вод), изысканиях для целей гидроэнергетического строительства (при изучении погребенных долин) и т. п. Поэто-

му в настоящее время геологи и геоморфологи уделяют очень большое внимание погребенному рельефу и его соотношениям с видимым рельефом.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА РЕЛЬЕФА

Определение возраста, т. е. времени образования рельефа, — одна из важнейших задач геоморфологических исследований, без решения которой нельзя судить об истории формирования земной поверхности, о последовательных этапах ее развития, что в конечном счете представляет большой общетеоретический и практический интерес.

Под возрастом рельефа, точнее под нижним возрастным пределом, понимают время вступления земной поверхности на путь континентального развития (выхода из-под уровня моря) для равнин, или время последних интенсивных тектонических движений, создавших первичнотектонический рельеф, для гор. Однако определения одного нижнего возрастного предела еще недостаточно. В процессе континентального развития земная поверхность претерпевает такие большие изменения, что возникает необходимость детализировать возраст рельефа. Эта задача облегчается тем, что развитие форм земной поверхности обычно распадается на ряд этапов, обусловленных сменой или изменением интенсивности рельефообразующих процессов во времени (вследствие изменений климата, благодаря колебательным движениям земной коры или уровня моря).

Например, в значительной части Русской равнины континентальный режим установился задолго до оледенения. Но в связи с тем, что ее территория в четвертичное время несколько раз перекрывалась ледниками, на ней можно выделить комплексы форм рельефа доледникового, ледникового, межледникового и послеледникового возраста. В некоторых горных странах, испытавших прерывистые поднятия, наблюдаются ярусы поверхности денудации и аккумуляции различного возраста.

Возраст форм рельефа разного порядка (крупных, средних и малых) обычно бывает разный. Наиболее значительные (планетарного порядка) неровности Земли (материковые выступы, оксанические впадины) существуют с очень давнего геологического прошлого. Тектонические формы макрорельефа также бывают очень древними в соответствии с возрастом макроструктур. Формы же мезо- и микрорельефа чаще всего оказываются самыми молодыми.

Возраст форм рельефа обычно отличается от возраста его элементов (поверхностей). Например, горный хребет в целом как тектоническая форма, обработанная эрозией, образовался в плиоцен-нижнечетвертичное время, а на его вершине могут сохраниться остатки доплиоценовой поверхности денудации. Таким образом, положительные формы нередко оказываются более мо-

лодыми, чем их вершинные элементы, которые представляют собой остатки некогда существовавшего древнего рельефа.

С другой стороны, отрицательные формы (депрессии, котловины, долины) могут быть в целом более древними, чем их донные элементы (морские, озерные, аллювиальные равнины или террасы). В частности, крупная Прикаспийская депрессия тектонически обособилась уже в неогеновое время. Дно же ее на значительной площади занято верхнечетвертичной морской равниной. Эрозионная долина крупной реки, например Волги, заведомо дочетвертичная, тогда как ее элементы (склоны и террасы) относятся к различным отрезкам четвертичного времени.

Из сказанного вытекает, что необходимо различать возраст элементов рельефа и возраст форм рельефа, в свою очередь подразделяемых на формы разного порядка. Только при условии определения возраста всех геоморфологических слагаемых можно составить исчерпывающую картину развития рельефа изучаемой территории. Безусловно, для этого еще нужно, чтобы морфохронологические исследования были полностью увязаны с исследованиями морфогенетическими, так как под возрастом рельефа следует понимать время, когда не только сложились его формы, но вместе с тем когда совершались соответствующие геоморфологические процессы. Другими словами, возраст рельефа должен отвечать его генезису, и наоборот.

Возраст элементов и форм рельефа можно определять по исходным материалам независимо друг от друга. В полевых условиях при детально-систематической съемке приходится иметь дело в первую очередь с морфологическими элементами, от которых затем переходят к изучению все более крупных форм рельефа и их группировок. Но можно идти и обратным путем — сначала устанавливают возраст форм рельефа, а затем отдельных элементов.

Возраст рельефа может быть абсолютный и относительный. *Абсолютный возраст* указывает время образования рельефа в абсолютном исчислении времени (в миллионах, тысячах лет, а в некоторых случаях и точнее). *Относительный возраст* характеризует время образования одних форм или элементов рельефа по отношению к другим (моложе они или древнее).

Абсолютный возраст устанавливают по распаду содержащихся в горных породах радиоактивных элементов, например радиоактивного изотопа углерода (C^{14}), по скорости геолого-геоморфологических процессов (водной эрозии, аккумуляции и др.), по количеству годичных слоев в ленточных отложениях, по археологическим остаткам, по сведениям, получаемым от населения (для очень молодых форм) и другими способами (Серебряный, 1965).

Относительный возраст рельефа и отложений устанавливают согласно общей геологической шкале или местным геологиче-

ским шкалам. Существует известная общая геологическая шкала, применяемая для датировки возраста отложений (главным образом коренных). Самые молодые отрезки этой шкалы (неоген, плейстоцен) еще не имеют твердо установленного расчленения на более мелкие возрастные единицы применительно ко всему земному шару, а именно они очень важны для датировки возраста рельефа и новейших отложений. Поэтому на практике приходится разрабатывать местные геологические шкалы, стремясь сделать их применимыми к возможно более обширной территории. При наличии местных геологических шкал легче может быть разрешена проблема их сопоставления и создания единой геологической шкалы.

Для определения относительного (геологического) возраста рельефа необходимо выяснить геологический возраст слагающих земную поверхность отложений, что в полевых условиях не всегда и не сразу удается сделать. Поэтому особое внимание первоначально следует уделять определению хотя бы местного относительного возраста, который при последующей обработке материала послужит основой для определения геологического возраста рельефа на основе уже существующих общих шкал или в крайнем случае для установления морфохронологической шкалы применительно к данному более или менее крупному региону.

При выяснении относительного возраста рельефа руководствуются следующими морфологическими признаками.

1. Пологосклонная денудационная поверхность древнее окаймляющего ее более крутого склона или уступа, наклоненного вниз. Та же поверхность древнее расчленяющих ее эрозионных форм с крутыми склонами и резкой бровкой. Исключения из данного правила возможны, когда ступени рельефа обусловлены структурно-литологическими условиями, например выходами стойких пород среди более податливых. При горизонтальном залегании пластов могут возникнуть плоские водораздельные поверхности, структурно-денудационные террасы, у которых площадки и уступы имеют одинаковый или почти одинаковый возраст.

2. Аккумулятивная поверхность древнее денудационных склонов или уступов, наклоненных вниз и срезающих отложения, которые слагают данную поверхность. Аккумулятивный рельеф древнее эрозионных форм, которые его расчленяют. Например, аккумулятивная площадка морской или речной террасы древнее окаймляющего ее снизу, абразионного или эрозионного уступа, моренный рельеф древнее расчленяющих его балок и долин.

3. Из двух разновысотных плоскостных денудационных поверхностей, разделенных денудационным уступом, нижняя моложе верхней. Из двух денудационных (эрозионных, абразион-

ных, экзарационных и пр.) форм, вложенных одна в другую, более молодой является та, которая вложена. Это случай денудационно-ярусного или террасированного рельефа, вложенных друг в друга балок, оврагов, трогов и других форм. Исключения из этого правила возможны при условии чередования пород разной прочности, непосредственного воздействия разрывной тектоники, разбивающей разновозрастную поверхность на разновысотные уровни.

4. Из двух разновысотных аккумулятивных поверхностей, разделенных денудационным уступом, нижняя моложе верхней. В серии морских или речных аккумулятивных террас, разделенных абразионными или эрозионными уступами, каждая терраса моложе более высокой и древнее более низкой террасы. Это же правило справедливо и в тех случаях, когда вложенные друг в друга аккумулятивные поверхности имеют различное происхождение, например морская аккумулятивная равнина падает уступом к речной террасе, которая в свою очередь обрывается абразионным уступом к низкой морской террасе. Разновысотные уровни аккумулятивных поверхностей могут быть разновозрастными лишь при том условии, если уступы между ними возникли вследствие последующих разрывных нарушений: оползневых, карстовых, тектонических (сбросовых). Кроме того, разновозрастными могут быть аккумулятивные и денудационно-аккумулятивные террасы, которые по своей природе возникают одновременно на различных высотах, например мерзлотно-солифлюкционные нагорные террасы.

5. Из двух группировок форм рельефа, возникших в результате переработки первоначального однотипного рельефа последующими эрозионно-денудационными процессами, моложе та группировка, которая переработана относительно слабее. Этот метод широко применяют для определения относительного возраста ледникового, морского, вулканического рельефа, если только разная степень его переработки не объясняется другими причинами, например неодинаковыми в разных местах условиями развития и преобразования земной поверхности.

Геологический возраст рельефа устанавливают путем изучения его геологического строения. При этом руководствуются следующими положениями.

1. Возраст аккумулятивной поверхности или формы рельефа соответствует возрасту отложений, слагающих данную поверхность или форму. Например, возраст морены, эоловых песков, аллювия отвечает соответственно возрасту моренного, эолового рельефа, террасовой поверхности. Для определения возраста элементов рельефа устанавливают возраст самого верхнего горизонта отложений, залегающего непосредственно с поверхности. Возраст форм рельефа соответствует более продолжительному отрезку времени, в течение которого накапливалась вся

толща, которая слагает данную форму. Так, возраст крупного вулкана может охватывать значительно более продолжительный отрезок времени, чем возраст его поверхностных лавовых и пирокластических покровов.

2. Денудационная поверхность, или денудационный рельеф, моложе тех пород, которые срезаются данной поверхностью, но древнее пород, которые залегают на данной поверхности или прислонены к ней. Если породы дислоцированы, то денудационный рельеф моложе геологических структур. Таким образом, возраст денудационной поверхности определяется двумя возрастными рубежами (предслами): нижним и верхним (метод «возрастных рубежей» по К. К. Маркову, 1948). Задача состоит в том, чтобы эти рубежи насколько возможно сблизить и тем сократить интервал времени, на который приходится образование денудационного рельефа. Благодаря этому определение возраста рельефа будет более точным.

Чтобы достигнуть указанной цели, необходимо обнаружить в серии отложений, срезаемых денудационной поверхностью, наиболее молодые горизонты, а в серии отложений, которые залегают на этой же поверхности, горизонты наиболее древние. Если известен только нижний возрастной рубеж, например плиоцен, то возраст денудационного рельефа считают послеплиоценовым; если же определен только верхний рубеж, например нижний плейстоцен, то рельеф считают доплейстоценовым (дочетвертичным).

3. Возраст денудационного рельефа соответствует возрасту коррелятных отложений и коррелятивных аккумулятивных форм. Чтобы использовать этот метод, необходимо установить, какие породы отлагались в процессе развития изучаемого денудационного рельефа. В горных странах коррелятивные отложения могут быть очень большой мощности. Накапливаясь в предгорных и межгорных понижениях, рыхлые отложения характеризуют суммарно общий эффект и время преобразования горного рельефа. При детальном полевом исследовании необходимо выделить отдельные денудационно-аккумулятивные поверхности, у которых денудационные и аккумулятивные участки динамически (парагенетически) взаимосвязаны, так что развитие одних обуславливало формирование других. Возраст таких поверхностей соответствует времени образования их аккумулятивных участков. Одновозрастными могут быть, например, склоны плоскостного смыва и делювиальные шлейфы, эрозионные формы и аккумулятивные террасы с конусами выноса, экзарационные и ледниково-аккумулятивные формы, дефляционно-аккумулятивные равнины, абразионно-аккумулятивные террасы.

4. Денудационный и аккумулятивный рельеф древнее коры выветривания, сформировавшейся на породах, которые этот рельеф слагают. Этот метод широко применяют для определе-

ния возраста денудационных поверхностей выравнивания, в условиях которых, благодаря ослаблению денудации, только и возможно образование мощной коры выветривания («фиксированный рельеф» по К. К. Маркову, 1948). Его можно использовать также для определения возраста аккумулятивных равнин.

Геологический возраст отложений определяют обычными геологическими методами: литолого-стратиграфическим и палеонтологическим. Применение этих методов осложняется тем, что новейшие отложения, которые обычно приходится особенно подробно изучать при геоморфологических исследованиях, обладают резкой фациальной изменчивостью, сложными стратиграфическими взаимоотношениями, неровными контактами, часто наблюдаемыми прислонениями одних слоев к другим. Кроме того, новейшие отложения часто немые или же содержат очень мало органических остатков. Поэтому особого внимания заслуживают те разрезы, в которых изучаемые отложения представлены наиболее полно и в то же время хорошо охарактеризованы палеонтологически, что позволяет с достаточной степенью надежности установить время и условия их образования. Результаты изучения таких опорных разрезов используют для широкой генетической и хронологической интерпретации всех отложений и форм рельефа, развитых в районе исследований.

Бедность новейших отложений крупными органическими остатками отчасти возмещается обилием мелких остатков, что позволяет широко пользоваться различными микропалеонтологическими методами исследований и в первую очередь спорово-пыльцевым, диатомовым и карпологическим методами. Кроме того, для стратиграфического расчленения толщ и сопоставления отдельных горизонтов дополнительно используют результаты изучения погребенных почв (палеопедагогический метод), гранулометрического и вещественного состава рыхлых отложений (минералогический, петрографический методы), остатков человеческой культуры (археологический метод).

Названные геологические методы определения возраста отложений могут дать наиболее надежные результаты лишь в том случае, если они применяются комплексно с полным учетом геоморфологических условий залегания и распространения изучаемых толщ. Таким образом, морфохронологические исследования с выделением возрастных генераций рельефа должны базироваться на геологических и геоморфологических методах. В частности, при этом широко применяют следующие способы.

1. Непосредственное прослеживание форм и элементов рельефа, отличающихся сплошным или почти непрерывным распространением на изучаемой территории. Если эти элементы сливаются в единую, морфологически четко обособленную поверхность, то можно предполагать, что последняя на всем своем протяжении имеет одинаковый возраст. Такие разновозрастные по-

верхности генетически могут быть как однородными, так и разнородными. В состав их обычно входят площадки речных, морских, озерных террас и их уступы, аллювиальные, пролювиальные, зандровые, морские равнины, склоны долин и хребтов, денудационные поверхности выравнивания и др.

Особенно хорошие результаты дает прослеживание террас, которые часто образуют морфологически четко выраженные уровни. Иногда удается наблюдать, как речные террасы на побережьях сливаются с морскими террасами, а на территории древнего материкового оледенения они переходят в поверхности зандровых равнин (террасы Волги, Днепра). Так же прослеживаются уступы террас, склоны долин, переходы склонов плоскостного смыва в делювиальные шлейфы и далее в поверхности речных террас, переходы континентальных денудационных равнин в континентальные аккумулятивные и в морские абразионно-аккумулятивные равнины. Все эти парагенетически связанные элементы рельефа являются звеньями одного *пространственного морфогенетического ряда*, развитие которого происходило одновременно, так что определение возраста одного звена означает определение возраста всей цепи (всего ряда) форм.

2. Прослеживание литогенетических типов и фаций отложений. Развитие рельефа внутри каждого пространственного морфогенетического ряда сопровождается перемещением и аккумуляцией материала, т. е. образованием отложений, представленных различными типами и фациями в зависимости от палеогеографических условий данной территории. Прослеживая эти отложения, устанавливают разновозрастность геологических разрезов, иногда весьма удаленных и фациально резко отличных друг от друга. Вместе с тем устанавливают разновозрастность денудационных и аккумулятивных форм рельефа, коррелятно связанных с данными отложениями. Если последние палеонтологически не охарактеризованы, то их геологический возраст устанавливают путем изучения соотношений с другими геологическими горизонтами (перекрывающими, подстилающими или связанными между собой фациальными переходами). В этом отношении особенно важно бывает проследить переход немых континентальных осадков в морские, обнаружить внутри континентальных фаций слои озерно-болотного или аллювиального (старичного) происхождения, обычно содержащие много органических включений.

Геохронологический анализ фаций включает в себя также изучение гранулометрического и вещественного состава рыхлых толщ в той мере, в какой это способствует выяснению возрастной принадлежности отдельных геологических горизонтов и их комплексов. Обнадеживающие результаты дает петрографический анализ обломочного материала, минеральный анализ мелких зерен, особенно их тяжелой фракции, сравнительное изуче-

ние выветрелости пород, слагающих формы рельефа, характера развитой на них коры выветривания, дневных и погрбенных почв.

3. Сопоставление абсолютных, относительных высот и других морфометрических показателей (морфометрический метод). Некоторые элементы и формы рельефа одинакового возраста характеризуются сходными абсолютными или относительными высотами, а также другими морфометрическими показателями. Поэтому названные показатели можно использовать для морфохронологических сопоставлений. Чаще всего этот метод применяют для увязывания обрывков морских и речных террас, уровни которых на большом протяжении могут иметь близкие абсолютные или относительные высоты. Однако при этом необходимо учитывать возможные колебания высот террасовых поверхностей под воздействием тектонических движений и других факторов. Чем резче выражены дифференцированные тектонические движения, тем осторожнее должны быть высотные сопоставления террас, особенно если их обрывки находятся в большом удалении друг от друга. И наоборот, чем устойчивее район в геотектоническом отношении, тем больше возможностей для указанных сопоставлений.

Морфометрический метод применяют также для возрастных сопоставлений поверхностей выравнивания. При этом необходимо соблюдать особую осторожность, так как современная высота поверхностей выравнивания зависит не только от дифференцированных тектонических движений, но еще от первичных неровностей самого рельефа, которые не всегда удается учесть. Рекомендуются сначала доказать другими более точными методами, что хотя бы некоторые удаленные друг от друга останцы поверхности выравнивания, находясь примерно на одинаковой высоте, действительно одновозрастны. Тогда с большим правом можно считать одновозрастными и другие останцы древнего рельефа, расположенные примерно на одном и том же уровне.

4. Сопоставление вертикальных геоморфологических рядов. В каждом районе формы и элементы рельефа различного генезиса и возраста последовательно сменяют друг друга в вертикальном направлении, образуя закономерные сочетания — *вертикальные геоморфологические ряды*. Каждый ряд характеризуется набором входящих в него элементов и форм рельефа, их возрастом, генезисом, морфографическими и морфометрическими показателями, геологическим строением коррелятных отложений, последовательностью чередования в вертикальном разрезе (профиле). Все эти признаки определяются историей и условиями развития рельефа, особенно режимом тектонических движений и изменениями климата. Чем однороднее были эти условия, тем однороднее должны быть внутри территории вертикальные геоморфологические ряды. Поэтому по однородности

вертикальных геоморфологических рядов можно судить об одно-возрастности соответствующих комплексов рельефа.

Сравнительное изучение вертикальных геоморфологических рядов удобно проводить с помощью серии геолого-геоморфологических разрезов, совмещенных профилей. На них прослеживаются и сопоставляют не отдельные морфологические уровни, но весь комплекс их, причем это сопоставление облегчается благодаря четкой закономерности чередования форм рельефа в вертикальном направлении и присущим этим формам отмеченных выше строго определенных признаков. При массовом сопоставлении большого количества профилей можно установить единство выделяемых на данной территории морфологических уровней, уточнить или заново установить их возраст, охватив морфохронологическими сопоставлениями все формы и элементы рельефа. При необходимости можно подвергнуть изучению вертикальные ряды форм какого-либо одного генезиса, например речные или морские террасы, денудационные поверхности выравнивания. Результаты подобных исследований наглядно отображают на сводных геоморфологических разрезах и профилях.

Сопоставления вертикальных геоморфологических рядов начинают с опорных геоморфологических уровней, или ярусов. Последние отличаются наиболее широким распространением и хорошо выдержанными на большой площади специфическими морфологическими и геологическими признаками, которые позволяют опознать эти уровни в различных местах исследуемой территории. В областях древнего материкового оледенения опорными являются ледниковые формы рельефа и отложения, которые, в свою очередь, подразделяют на свои более дробные уровни и горизонты. По отношению к ледниковому рельефу обычно легко различаются формы доледникового и послеледникового возраста.

Четкими признаками обладают некоторые речные террасы (например, с характерными мощностью и вещественным составом аллювия, органическими остатками), что позволяет проследить их вдоль долины на большом протяжении. На побережьях опорными являются некоторые морские террасы, в отложениях которых содержатся многочисленные остатки морской фауны с характерными для данного горизонта видами. В горных странах, кроме террас и ледниковых форм, в качестве опорных уровней служат поверхности выравнивания, если они хорошо сохранились и отчетливо прослеживаются на местности не только по выравнинному рельефу, но и по наличию древних рыхлых отложений и коры выветривания. Именно такое значение имеют остатки древних пенепленов на Урале, в Казахстане и Тянь-Шане с приуроченными к ним мезозойскими и третичными корами выветривания.

В вулканических областях опорное значение приобретают вулканические формы рельефа и вулканогенные отложения, по отношению к которым обычно легко различаются генерации форм рельефа довулканического и послевулканического возраста.

Точность и детальность определения возраста рельефа должны соответствовать детальности полевых исследований, т. е. масштабу съемки. Однако в некоторых районах в связи с особенностями их геолого-геоморфологического строения (отсутствием опорных разрезов, опорных геоморфологических уровней и пр.) этого соответствия не всегда удается достигнуть. В таких случаях возраст рельефа устанавливают в обобщенной или местной геологической шкале, находят его хотя бы ориентировочно. Если указанные выше методы не могут быть использованы, то применяют методы аналогии, экстраполяции и интерполяции, опираясь на результаты морфохронологических исследований в ближайших или даже отдаленных районах, с которыми изучаемый район имеет общие черты геолого-геоморфологического строения и развития.

ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Сохранившиеся остатки древнего рельефа в виде погребенных и дневных форм различного генезиса и возраста вместе с отложениями позволяют осуществить палеогеоморфологические реконструкции по основным этапам общего палеогеографического развития изучаемой территории.

Погребенные формы непосредственно свидетельствуют о существовавшем прежде рельефе, тогда как дневные формы, возникшие в древние этапы развития земной поверхности, сохраняются лишь фрагментарно и нередко в значительно измененном состоянии. Поэтому нужно применить весь комплекс рассмотренных выше методов геоморфологического анализа, чтобы по сохранившимся остаткам древнего рельефа и отложениям восстановить геоморфологическую обстановку в том виде, в каком она существовала в соответствующий отрезок времени.

При решении этой задачи приходится заниматься прежде всего реконструкцией так называемого первичного рельефа.

Понятие о первичном, или первоначальном, рельефе очень важное для выяснения истории и стадий развития существующего дневного рельефа, было установлено В. М. Дэвисом, А. П. Павловым, А. А. Борзовым и другими учеными. А. П. Павлов (1899) писал, что первичным следует называть тот рельеф, который страна имела в эпоху своего возникновения в форме суши, впервые выступившая из-под уровня моря или освободившаяся из-под покрова льда. Первичный рельеф характеризует

начальный (исходный) момент формирования дневной поверхности суши. Содержание этого термина можно понимать и в узком, и в более широком смысле. Первичный рельеф в узком понимании — это первичная морская абразионно-аккумулятивная равнина, возникающая в самом начале последнего, т. е. делящегося и теперь, периода континентального развития территории. Более широкое понимание этого же термина основано на том, что в течение наступившего континентального периода могли происходить крупные преобразования рельефообразующих условий, вызванные изменениями климата, тектоническими движениями, вулканизмом. Поэтому континентальный период приходится делить на ряд эпох и в самом начале каждой из них для различных районов устанавливают свой первичный рельеф: ледниковый аккумулятивный или экзарационный, впервые выступивший из-под покровного оледенения; аллювиальный или озерный, выступивший из-под разливов речных вод или озерных водоемов; вулканический (например, лавовое плато).

В качестве особой категории первичного рельефа выделяют первичнотектонический рельеф, формы которого обусловлены тектоническими движениями земной коры. Строго говоря, рельеф аккумулятивных и денудационных равнин также можно рассматривать как первичнотектонический, поскольку он отражает общие, волновые или даже зачаточные складчатые движения земной коры. Например, на фоне аккумулятивной Прикаспийской равнины выделяются слабо выраженные первичнотектонические формы в виде линейно вытянутых плоских поднятий и понижений.

Некоторые формы совмещают качества первичного и вторичного (конечного) рельефа. Так, денудационные равнины (поверхности выравнивания) представляют собой результаты длительного континентального развития (конечный пенепплс В. Пенка) и в то же время стоят в начале нового цикла развития рельефа, обусловленного поднятиями земной коры и последующим расчленением. Эрозионно-денудационный долинно-балочный рельеф равнин можно рассматривать как первичный по отношению к овражному рельефу, возникшему в историческое время в результате деятельности человеческого общества — уничтожения естественной растительности и сельскохозяйственного освоения земель.

Из сказанного вытекает, что характеристика первичного рельефа должна содержать ряд признаков: морфология и возраст рельефа, обусловленного в основном экзогенными факторами, морфология и возраст рельефа, обусловленного тектоникой. Необходимость такой раздельной характеристики экзо- и эндогенезиса первичного рельефа особенно наглядно выступает в возрожденных горах типа Тянь-Шаня, где исходной поверхностью является мезозойско-нижнетретичный пенепплс, деформи-

рованный тектоническими движениями в неоген-нижнечетвертичное время.

Изучение первичного рельефа не встречает больших затруднений, когда он хорошо сохранился. Если же от него остались лишь фрагменты на вершинах водоразделов, первичный рельеф реконструируют на основании изучения таких фрагментов вместе с сохранившимися на них коррелятными отложениями. Точность реконструкции тем выше, чем проще первичный рельеф и чем больше его остатков наблюдается в пределах исследуемой территории. Общее приближенное представление о характере первичного рельефа в этом случае можно получить, построив облекающую поверхность, проходящую через вершины самых высоких водоразделов.

Полностью разрушенный первичный рельеф восстанавливают на основании изучения прилегающей территории, где он, возможно, сохранился хотя бы небольшими обрывками, а также по косвенным признакам, в первую очередь геологическим. Так как формирование первичного рельефа непосредственно связано с образованием самого верхнего наиболее молодого горизонта отложений данного района, то для решения проблемы первичного рельефа, или, что то же, полноты стратиграфического разреза, можно применить комплекс разнообразных геологических методов. Например, о том, что район некогда покрывало море, хотя осадки его не сохранились, судят по мощности и фациальному составу осадков на окружающих территориях. Если эти осадки принадлежат фации открытого моря, то можно предполагать, что изучаемый район также в свое время был покрыт морем, после регрессии которого остался первичный морской рельеф. О размыве верхних горизонтов свидетельствуют находки соответствующих пород в переотложенном виде в составе склоновых, речных, озерных и других коррелятных осадков. Эти породы особенно легко опознаются, когда они отличаются специфическими минералого-петрографическими признаками, например кристаллические валуны разрушенной морены, красноцветные глины коры выветривания и т. п. Наконец, остатки ранее существовавшего сплошного покрова отложений нередко удается обнаружить в тектонических депрессиях, вулканических трубках взрыва, в понижениях, созданных экзогенными факторами, например в карстовых воронках и в других местах, хорошо защищенных от размыва и денудации.

В результате подобных исследований может быть установлено, что коренные отложения на изучаемой территории сохранились далеко не полностью — значительные их толщи были снесены, так что рельеф оказался сильно сниженным по сравнению с более древней первичной поверхностью. В этом случае по мощности снесенных пород хотя бы приблизительно определяют высоты и формы ранее существовавшего первичного рельефа.

Следует иметь в виду, что не всякий первичный рельеф реально существовал на каждом этапе формирования земной поверхности. Медленно выступающее из-под воды дно моря или вытаявающее из-под ледника его ложе сразу же подвергаются преобразующему воздействию других факторов и в первую очередь водной эрозии. Однако это обстоятельство не умаляет необходимости реконструкции первичного рельефа, хотя бы и гипотетического. Первичная поверхность, восстановленная в том виде, в каком она существовала, если бы не подвергалась преобразующему воздействию различных факторов, уже сама по себе позволяет судить о связанном с нею этапе рельефообразования. По вторичным деформациям этой поверхности судят о характере и амплитуде новейших тектонических движений, а путем ее сравнения с реально существующей в настоящее время земной поверхностью оценивают степень ее последующих преобразований. Например, сводообразно деформированный древний ледник отображает в своих формах и геологическом строении этап пенеппенизации рельефа, этап новейших тектонических движений и этап его последующего разрушения, которое может находиться в настоящее время в разной стадии. Решение указанных задач облегчается, когда реконструированный первичный рельеф изображают при помощи горизонталей. Совместив такую карту с картой существующего рельефа, получают наглядное представление о характере и степени разрушения первичного рельефа, которое дополняют количественными показателями: изменениями высот отдельных точек и поверхностей, общим объемом вынесенного материала и др.

Аналогичным образом поступают при реконструкции последующих этапов формирования рельефа, только при этом основой для реконструкций служат не самые древние вершинные остаточные поверхности, а обычно нижерасположенные более молодые возрастные генерации форм рельефа: речные и морские террасы, долины, ледниковые формы разных эпох и стадий оледенения и др.

ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Результаты палеогеоморфологического анализа и палеогеоморфологических реконструкций отображают различными графическими способами, но главным образом с помощью карт. В зависимости от содержания могут быть следующие категории палеогеоморфологических карт.

1. Палеороографические карты и схемы, палеогипсометрические и палеотопографические карты.

2. Карты возраста рельефа или морфохронологические карты.

3. Карты собственно палеогеоморфологические с широкой

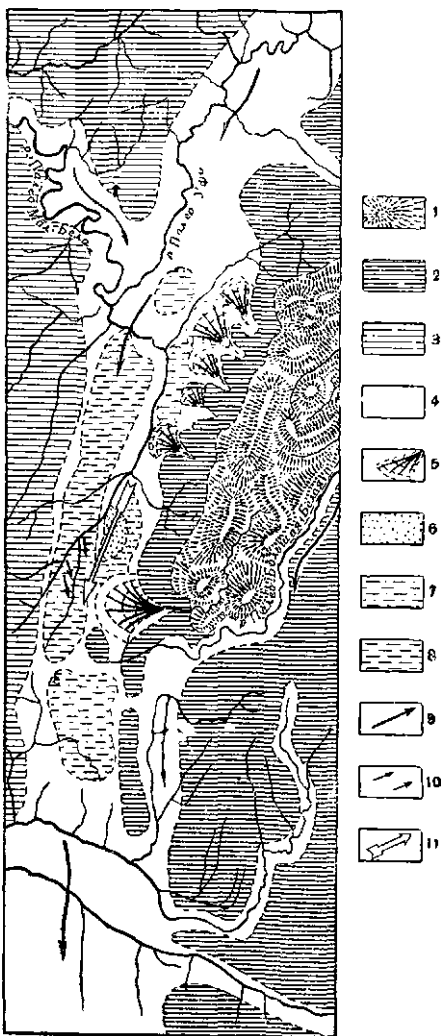
общей реконструкцией геоморфологической обстановки в определенный этап развития земной поверхности.

Карты первой категории посвящены отображению чисто внешних (морфографических и морфометрических) черт рельефа. На палеоорографических картах и схемах выделяют горные поднятия, возвышенности и низменности, горные хребты, гряды, речные долины и другие орографические единицы. Все эти элементы нагрузки показывают обобщенно цветным фоном, штрихами, линейными условными знаками.

Если позволяет фактический материал, то составляют палеогипсометрические и палеотопографические карты, на которых внешний облик рельефа передают с помощью горизонталей. Чаще всего такая возможность представляется, когда палеорельеф сохранился в погребенном состоянии. Если же древний рельеф сильно разрушен, то его гипсометрию восстанавливают путем интерполяции по отдельным сохранившимся остаткам. Можно привести много примеров палеогипсометрических карт в изданных работах. Особенно широко практикуется составление карт доледникового рельефа для областей древнего материкового оледенения.

Рис. 44. Палеогеографическая схема одного из участков Западного Приуралья в миоценовое время (по Г. Ф. Лунгерсгаузену, согласно Л. Б. Рухину):

1 — горная страна с абсолютными высотами гор до 2 000—2 500 м; 2 — то же, с высотами не свыше 1 000—1 500 м; 3 — равнинные территории; 4 — главные долинные депрессии; 5 — предгорные конусы выноса; 6 — речные дельты; 7 — области с преобладающей хвойной растительностью; 8 — области с преобладающей лиственной растительностью; 9 — направление главных потоков речных вод; 10 — направление течения речного потока в отдельных участках долины на основании замеров ориентировки галек, растительного детрита и направления наклона косой слоистости; 11 — направление господствующих ветров (на основании замеров наклона косой слоистости в ископаемых дюнах)



На морфохронологических картах отображаются результаты определения возраста рельефа. Каждая возрастная генерация форм и элементов рельефа выделяется своим цветным фоном. Подобные карты, дополненные морфогенетическими показателями, позволяют прочесть историю рельефа и выполнить некоторые палеогеоморфологические реконструкции.

Собственно палеогеоморфологические карты подразделяются на различные виды в зависимости от того, на что делается упор в характеристике палеорельефа, с какой полнотой и детальностью дается эта характеристика. Создание полной и детальной палеогеоморфологической карты — очень сложная задача, которая требует восстановления внешнего облика рельефа и его генетической оценки. Обычно на палеогеоморфологических картах (схемах) выделяют наиболее крупные единицы рельефа с их общей орографической и генетической характеристикой. Изображение палеорельефа нередко совмещают с некоторыми палеогеографическими показателями. Многие палеогеографические карты по своему основному содержанию скорее заслуживают название палеогеоморфологических. Пример подобной палеогеографической карты представлен на рис. 44.

Следует стремиться к созданию серии палеогеоморфологических карт, так как посредством их создается наглядное представление об истории формирования рельефа изучаемой территории. Подобные палеогеоморфологические карты могут быть широко использованы для решения различных теоретических и практических задач.

ИЗУЧЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ ДИНАМИКИ РЕЛЬЕФА

Современную динамику рельефа изучают на фоне существующей географической обстановки, т. е. на фоне культурного или хозяйственного ландшафта и в связи с деятельностью населения. Последняя оказывает огромное воздействие на ход рельефообразующих процессов, и сама в значительной степени зависит от них. Таким образом, анализ современной динамики рельефа дает материал для оценки одного из существенных условий хозяйственной деятельности населения, а также для прогноза развития рельефа в ближайшем будущем, что очень важно в практическом отношении.

Изучение современной динамики рельефа включает изучение совершающихся в настоящее время сноса, перемещения и аккумуляции рыхлого материала и образующихся при этом современных отложений. Чем длительнее отрезок времени, на протяжении которого выясняют развитие рельефа, тем ценнее полученные результаты.

Методы, применяемые для изучения динамики рельефа, могут быть экспедиционные и стационарные.

ЭКСПЕДИЦИОННОЕ ИЗУЧЕНИЕ ДИНАМИКИ РЕЛЬЕФА

При экспедиционных исследованиях применяют: 1. Метод непосредственного наблюдения рельефообразующих процессов. 2. Методы косвенного изучения: а) морфологический; б) геологический; в) почвенный; г) геоботанический; д) метод изучения соотношений между формами рельефа и объектами хозяйственной деятельности. 3. Опросный метод. 4. Картографический метод.

Метод непосредственного наблюдения рельефообразующих процессов во время экспедиционных исследований, проводимых в течение одного-двух полевых сезонов, может быть использован лишь в ограниченной степени. Подходящие условия для этого складываются при чрезвычайных состояниях погоды, во время сильных ливней, ветров, бурного снеготаяния, сильного волнения, а также во время вулканических извержений, землетрясений, когда воочию можно наблюдать происходящие явления и большие изменения рельефа. Но даже и в обычных условиях экспедиционной работы на исследуемой территории всегда можно обнаружить геоморфологические объекты, которые продолжают энергично развиваться или испытали заметные изменения совсем недавно, например истекшей весной после только что прошедших ливней. Такими объектами служат крутобережья рек, обвальные и оползневые склоны, растущие овраги и др. Наблюдения производят визуально с возможно более

полным использованием инструментальных методов, а результаты фиксируют в точных количественных характеристиках и графиках (в виде профилей, карт и пр.). Если одновременно с такой же детальностью и точностью установить условия, при которых совершались или совершаются эти явления, то на основании полученных данных можно попытаться найти функциональные зависимости между изученными компонентами.

Косвенные методы во время экспедиционных исследований применяют более широко, так как они позволяют судить о современных геоморфологических процессах по их сохранившимся результатам.

Морфологический метод основан на том, что современная динамика рельефа сказывается в его внешнем облике и происхождении. Как правило, наиболее динамичные, т. е. энергично развивающиеся, формы рельефа обладают резкими очертаниями, крутыми склонами, благодаря чему они резко выделяются на местности и хорошо опознаются на топографических картах и аэрофотоснимках. Таковы обвально-осыпные, оползневые склоны, абразионные уступы, овраги, ущелья и др. Крутизну склонов используют как показатель качественного своеобразия и интенсивности современных склоновых и флювиальных процессов.

Аналогичное значение имеют формы микро- и нанорельефа, которые развиваются в настоящее время. Сюда относятся бороздки струйчатого размыва и водоройны на склонах, мелкие оползневые бугры и уступы, трещины и расселины у краев плато, свидетельствующие о намечающихся гравитационных подвижках почвенно-грунтовых масс и горных пород, кочки и бугры биогенного происхождения и многие другие. Если установить время, в течение которого образовались формы нано-, микро- или мезорельефа, определить их линейные размеры и объем, то можно вычислить скорость развития, например скорость роста оврагов, промоин, прирусловых валов, вулканов.

Геологический метод основан на том, что современная динамика земной поверхности сопровождается перемещениями вещества и образованием современных отложений. Места интенсивной денудации (гравитационного срыва, смыва, дефляции и пр.) опознаются по выходам непосредственно на дневную поверхность коренных пород или четвертичных осадков, совсем или почти совсем не затронутых выветриванием. Площади и мощность удаленных пород устанавливают путем сравнения геологического строения денудированных мест и ближайших к ним участков, где сохранились все верхние горизонты горных пород, которые, как можно твердо предполагать, прежде распространялись на всей изучаемой площади. О величине сноса судят по высоте нано- и микроостанцов, например земляных куч, пирамидок, защищенных на вершине щебневыми обломка-

ми, по вторичной оголенности некоторых естественных объектов, например корней деревьев на участках интенсивного смыва и дефляции. Возраст растений указывает предельную длительность денудации.

В результате аккумулятивной деятельности экзогенных факторов образуются осадки, для которых характерны: рыхлость, включения хорошо сохранившихся переотложенных остатков растительных и животных организмов (стеблей, листьев растений и пр.), нередко значительная гумусированность и соответственно темная окраска, что является следствием переотложения гумусного или пахотного горизонтов почв, погребенные почвы с хорошо сохранившимися остатками растений на их поверхности, включения материнских остатков деятельности человека (обломков кирпичей, посуды, древесного или каменного угля, костей домашних животных и пр.).

О величине аккумуляции судят по мощности современных отложений. Если удастся определить абсолютный возраст последних, например по возрасту захороненных органических остатков или археологических находок, то вычисляют также скорость аккумуляции. Иногда оказываются захороненными нижние части стволов растущих деревьев. В этом случае мощность наносов устанавливают по глубине залегания корневой шейки, а предел длительности аккумуляции — по возрасту деревьев. Определение интенсивности аккумуляции облегчается, когда современные отложения имеют отчетливую годичную слоистость (на поймах, в водохранилищах, в озерах).

Почвенный метод заключается в определении интенсивности денудации путем сопоставления нормально развитых и денудированных почв одного и того же типа, сформировавшихся в сравнимых условиях. Денудированные почвы характеризуются меньшей мощностью за счет укорачивания и даже полного выпадения верхних горизонтов. Неравномерность современной денудации обычно создает микрокомплексность почвенного покрова, так что на одном и том же склоне рядом с уничтоженными почвами встречаются нетронутые почвы, которые могут служить эталоном. В этих случаях рекомендуется с целью последующего анализа составление почвенно-геоморфологических профилей, или разрезов.

Площади современной аккумуляции опознают по наличию рыхлых отложений, часто сильно гумусированных, окрашенных в темный цвет, как бы наращивающих верхний (гумусный) горизонт современных почв. В местах интенсивной аккумуляции почвы недоразвиты или даже совсем неразвиты.

Геоботанический метод позволяет судить об интенсивности денудации по характеру растительного покрова, его видовому составу, плотности (сомкнутости), признакам механического воздействия денудационных агентов на стебли и корни растений.

Видовой состав и сомкнутость растительного покрова зависят от многих, в первую очередь от климатических и почвенно-гидрологических условий. Для того чтобы оценить влияние современных рельефообразующих процессов на растительный покров, нужны специальные наблюдения в каждом конкретном районе исследований.

На интенсивно денудлируемых поверхностях растительность полностью отсутствует или же представлена единичными экземплярами растений, способных укорениться в неустойчивом грунте. С ослаблением денудации поселяются новые виды растений, их разнообразие и плотность возрастают.

Аналогичные стадии развития растительности наблюдаются на площадях современной аккумуляции. Поверхности интенсивной аккумуляции обычно голые или покрыты скудной травянистой растительностью. По мере ослабления аккумуляции травянистый покров становится все более и более разнообразным по своему составу и более плотным.

Об интенсивных смещениях почвенно-грунтовых масс свидетельствуют свежие разрывы дерново-растительного покрова, поваленные деревья, обнаженные деформированные корни. При более медленных смещениях наблюдаются искривленные стволы деревьев, искривленные корни, указывающие направление движения обломочного материала. Нижний предел времени смещений соответствует возрасту деревьев.

Изучение соотношений между формами рельефа и отложениями, с одной стороны, и объектами хозяйственной деятельности, с другой, позволяет оценивать не только величину происшедших изменений, но также их время и интенсивность, так как время создания тех или иных хозяйственных объектов может быть установлено с большой точностью. Здесь имеются в виду непосредственно наблюдаемые на местности следы разрушений или повреждений зданий, дорог, плотин, сельскохозяйственных угодий оврагами, оползнями, карстовыми процессами, заносы тех же объектов эоловыми, селевыми, пролювиальными и другими накоплениями.

Опросный метод позволяет получить сведения о конкретных проявлениях современного рельефообразования и их интенсивности у лиц или организаций, ответственных за эксплуатацию различных искусственных сооружений (мостов, дорог, зданий и др.), у местных жителей, давно и хорошо знающих свой район: агрономов, учителей, землеустроителей. Обычно в памяти местных жителей полнее всего запечатлеваются быстро или внезапно протекающие явления: карстовые провалы, оползни, обвалы. Но у старожилов можно получить сведения и о процессах, которые совершались медленно в течение более продолжительного времени, например о росте оврагов, о перемещениях

Все факты, сообщаемые местными жителями, фиксируют с указанием, кем они сообщены. Об одних и тех же фактах по возможности получают сведения из разных источников для того, чтобы можно было убедиться в их достоверности. Это важно сделать в тех случаях, когда по опросным сведениям судят о времени и интенсивности наблюдавшихся явлений.

Картографический метод позволяет получить количественные сведения о динамике рельефа путем сравнения топографических карт, планов, перспективных и плановых аэрофотоснимков между собой и с непосредственно наблюдаемой местностью во время экспедиции. Возможность применения этого метода тем обширнее и результаты его тем точнее, чем крупнее масштаб карт или снимков, чем точнее карты, чем длительнее срок, отделяющий топо- и фотосъемку от экспедиционных исследований, чем динамичнее формы рельефа и чем ярче отображаются они на картах и снимках.

Во время полевых работ на карты или аэроснимки по имеющимся опорным точкам инструментально наносят динамичные геоморфологические объекты (только их контуры или и другие подробности) и получают наглядное изображение изменения рельефа за определенный отрезок времени. Кроме чисто количественных изменений могут быть обнаружены и качественные изменения, например зарастание оврагов, песков.

Охарактеризованные методы экспедиционного изучения динамики рельефа очень неравноценны. Одни из них позволяют оценить динамику рельефа количественно в абсолютных показателях (мощность слоя денудации или аккумуляции, размер перемещения или роста геоморфологических объектов), тогда как другие — в качественных или относительных количественных показателях (слабо, средне, интенсивно развивающиеся формы рельефа и его отдельные элементы). Качественные показатели должны быть подкреплены конкретными признаками, чтобы исключить возможность чисто субъективной оценки интенсивности современных геоморфологических процессов. Общепринятой системы таких признаков пока не разработано, поэтому их устанавливают применительно к району исследований по возможности на основе использования комплекса указанных выше методов.

Комплексная методика позволяет дать наиболее полную и точную характеристику современной динамики рельефа, избежать ошибочных выводов, которые могут быть допущены, когда принимают во внимание лишь отдельные разрозненные факты. Дальнейшим развитием комплексного метода является анализ и сопоставление материалов о динамике рельефа и о ее факторах, т. е. о морфологии и морфометрии рельефа, о геологическом строении, климатических, гидрологических, почвенно-растительных условиях, о хозяйственном использовании террито-

рии. Проще всего это сделать путем анализа и сопоставления серии специальных карт, о необходимости составления которых было сказано выше.

Кроме того, могут быть использованы и другие математические и графические способы, которые позволяют: 1) установить зависимость современной динамики рельефа от комплекса природно-хозяйственных условий, найти функциональные или корреляционные связи между изучаемыми явлениями; 2) на основе выявленных закономерностей уточнить характеристику динамики рельефа и пополнить ее в тех местах, где этого не удалось сделать прежде; 3) дать прогноз развития рельефа.

СТАЦИОНАРНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ДИНАМИКИ РЕЛЬЕФА

Стационарные и полустационарные исследования в отличие от экспедиционных осуществляются в течение длительного времени, но охватывают лишь сравнительно небольшой участок или несколько участков в наиболее характерных местах. Эти исследования по преимуществу инструментальные и направлены на изучение: 1) динамики земной поверхности; 2) динамики вещества земной коры, внешним выражением которой являются изменения рельефа, и 3) рельефообразующих факторов (процессов). Они позволяют оценить динамику рельефа в точных количественных показателях с выяснением функциональных или корреляционных зависимостей. Полученные результаты дополнительно используют для характеристики динамики рельефа и в тех местах, где за отсутствием стационаров наблюдения проводят только указанными выше экспедиционными методами.

Динамику земной поверхности изучают путем повторных визуальных наблюдений, повторной топогеодезической съемки, повторных плановой и перспективной фотосъемок.

Визуальные наблюдения включают все то, что делают при экспедиционных исследованиях, т. е. общий осмотр рельефа участка, составление схематического плана распределения объектов наблюдений, зарисовку деталей, фотографирование, опрос населения, сбор сведений в организациях, непосредственное наблюдение быстрых изменений рельефа, совершающихся при особо благоприятных обстоятельствах, и пр. Все это позволяет проследить общий характер изменений рельефа, дать им качественную и ориентировочную количественную оценку, что важно для корректирования программы и методики основных инструментальных наблюдений и последующего обобщения полученного фактического материала (Девдариани, 1964).

Повторная топогеодезическая съемка служит основным методом изучения динамики земной поверхности. Масштаб съемки должен быть настолько крупным, чтобы улавливались даже относительно незначительные изменения рельефа.

Геодезические работы включают разбивку и закрепление на местности опорной сети наблюдательных пунктов, определение их планового и высотного положения в относительной (местной) системе координат или же, после привязки к государственной триангуляционной и нивелирной сети, в единой государственной системе. Относительно основных опорных пунктов определяют плановое и высотное положение сети промежуточных точек, выбираемых на хорошо заметных элементах рельефа, изгибах (изломах) земной поверхности, закладывают систему продольных и поперечных профилей, вычерчивают на плане детальное изображение рельефа при помощи горизонталей. Повторное проведение топогеодезических работ позволяет установить размеры и интенсивность планового и высотного смещения отдельных элементов рельефа и изменение рельефа земной поверхности на территории стационара в целом. Особенно наглядны эти изменения, если изображения рельефа, полученные в результате повторных съемок, совместить по неподвижным опорным пунктам.

Динамику некоторых особенно энергично развивающихся форм рельефа (оврагов, оползней, обрывов рек, берегов морей, озер или водохранилищ) можно изучать по упрощенной методике без сплошной высокоточной топогеодезической съемки. Около названных объектов разбивают сеть опорных пунктов, а затем с помощью эккера, мерной ленты, элиметра и других простейших приборов периодически производят съемку бровки и нескольких основных профилей. Этих измерений обычно оказывается вполне достаточно для того, чтобы определить размеры и интенсивность рельефообразующих процессов.

Плановая фотосъемка с целью изучения динамики рельефа производится с самолета (или вертолета), летящего на небольшой высоте, чтобы получить аэрофотоснимки по возможности наиболее крупного масштаба. Для особо точного изучения небольших опытных участков повторную плановую фотосъемку можно делать с наземных установок.

Как способ изучения динамики рельефа все более широкое признание приобретает перспективная наземная фотосъемка с помощью фототеодолита (фототеодолитная съемка, см. гл. 3).

Для изучения динамики вещества на земной поверхности применяют следующие методы (Иверонова, 1957; Девдариани, 1964).

Метод повторных замеров свободной длины неподвижных стержневых реперов (*метод стержней*) служит для измерений толщины современного сноса и осадконакопления. Стержни (рейки, штыри, шпильки и пр.), лучше всего металлические, забивают вертикально в грунт на такую глубину, чтобы: 1) обеспечить полную их устойчивость; 2) длительное существование в условиях сноса материала. Высота стержней должна обеспечивать про-

должительное наблюдение аккумуляции наносов. Периодически измеряют высоту стержней над земной поверхностью и по этим данным судят о мощности сноса или аккумуляции. Этот метод особенно применим для измерений смыва, дефляции, эрозии, абразии, аккумуляции и других процессов, совершающихся непосредственно на земной поверхности. Горизонтально забитые стержни позволяют измерять скорость разрушения береговых обрывов.

Метод повторных замеров мощности слоя над искусственным или естественным маркирующим слоем (*метод пластовых реперов*). Искусственный пластовый репер создают путем разбрасывания на земной поверхности металлических опилок, окрашенного песка, извести, закрепления золотых песков воднобитумной эмульсией, закладывания металлических пластин и т. п. Поверх маркирующего горизонта продолжается осадконакопление, размеры которого периодически определяют бурением или прокалыванием металлическими иглами (до твердых пластовых реперов).

Метод повторных замеров подвижных объектов на земной поверхности (*метод марок*) позволяет следить за движением самых верхних горизонтов почвенно-грунтовых масс и обломочных горных пород. В качестве «марок» используют отдельные каменные обломки, окрашиваемые для того, чтобы сделать их хорошо заметными, кольца или узлы колец, движущиеся вместе с горными породами, и др. Положение марок периодически определяют относительно неподвижных опорных пунктов с помощью геодезических инструментов, фототеодолитов. Этот метод применяют для изучения каменных рек, осыпей, глетчеров и других подвижных образований.

Метод повторных замеров подвижных глубинных реперов применяют для изучения движений горных пород на некоторой глубине. Репера закладывают вертикально на предполагаемую глубину движения пород. Различают чурочные репера, состоящие из отдельных цилиндров или брусков, вкладываемых в вертикальный шурф, и скважины, заполненные хорошо заметным посторонним материалом (щебенкой, битым кирпичом и т. п.). Через некоторое время на стенке специально вырытого шурфа отмечают деформации глубинного репера, который приобретает наклонное положение, изгибается, разрывается по поверхности скольжения, непосредственно указывая размер оползневых, оплывных, дефлюкционных, солифлюкционных смещений горных пород.

Метод «меченых», или «маркированных» компонентов применяют для изучения движения материала на земной поверхности и на глубине. Заключается он в подмешивании к подвижным средам (циркулирующим подземным и поверхностным водам, рыхлым наносам) таких веществ, которые легко опознаются в

любом месте, где они оказываются через некоторое время. Зная пункт (или пункты) введения меченых компонентов, определяют направление, размеры и скорость движения наносов. Для маркировки используют красящие и другие вещества с особыми свойствами, резко отличающими их от обычных свойств рыхлых отложений. В последнее время стало возможным применять для этих целей радиоактивные изотопы.

При изучении перемещения морских наносов был применен окрашенный люминофорами песок, светящийся под ультрафиолетовыми лучами (Буданов, 1964). Меченый песок высыпался в различных точках дна (на валах, в ложбине и др.), а затем производился отбор проб с морского дна по нескольким створам. Пробы рассматривались в солнечном люминескопе, где подсчитывалось количество окрашенных песчинок, и результаты подсчета наносились на схемы, наглядно иллюстрирующие пути разноса песка.

Балансовый метод заключается в определении величины минерального стока и площади бассейна сноса или осадконакопления. Наблюдения производят на стоковых площадках, створах водотоков, расположенных на разных элементах рельефа с различными природно-хозяйственными условиями. Анализируя результаты подобных массовых длительных наблюдений и измерений твердого и жидкого стока, можно найти величину минерального стока и ее колебания в зависимости от местных условий, толщину слоя сноса или аккумуляции в разных местах. Подобный метод применяют также для изучения движений эоловых песков (работа с пескоуловителями и пр.), береговых потоков наносов и других перемещений материала на земной поверхности.

Изучение современных рельефообразующих факторов входит в программу стационарных исследований современных геоморфологических процессов. Для этого применяют преимущественно инструментальные методы, которые позволяют фиксировать состояние и динамику рельефообразующих факторов в количественном выражении. Повсеместно проводят гидрометеорологические наблюдения, изучают физико-механические свойства почвенно-грунтовых масс, состояние и динамику сельскохозяйственных угодий и т. п. Особое внимание обращают на ведущие факторы, например осадки, склоновый и русловой сток, ветры, сопротивляемость почвенно-грунтовых масс смыву и дефляции.

Последующий анализ собранного материала наблюдений затрудняется тем, что в естественной природной обстановке современная динамика рельефа зависит от множества факторов, действующих в различных сочетаниях. Оценить роль каждого фактора в отдельности представляется часто делом очень сложным. Один из приемов такой оценки заключается в следующем. В пределах стационара выбирают места, где при прочих при-



Рис. 45. Карта интенсивности современных геоморфологических процессов:

делювиальный (склоновый) смыв на пахотных склонах: 1 — не происходит; 2 — слабый; 3 — средней интенсивности; 4 — интенсивный; 5 — интенсивный делювиальный и овражный намыв; речная аккумуляция: 6 — слабая; 7 — интенсивная; размыв временными водотоками (овражный): 8 — слабый; 9 — интенсивный; перевезание: 10 — слабое, 11 — интенсивное

мерно равных условиях изменяется лишь один из ведущих факторов (например, угол склона, длина линии тока, экспозиция, почва, хозяйственное использование участка), за счет которого можно отнести наблюдаемые изменения динамики рельефа. Последовательно анализируя роль каждого фактора в отдельности, находят общие закономерности современных геоморфологических процессов.

КАРТЫ СОВРЕМЕННОЙ ДИНАМИКИ РЕЛЬЕФА

На картах современной динамики рельефа характеризуют качественное своеобразие, направленность (денудация или аккумуляция) и интенсивность современных рельефообразующих процессов. Каждому рельефообразующему агенту присваивают

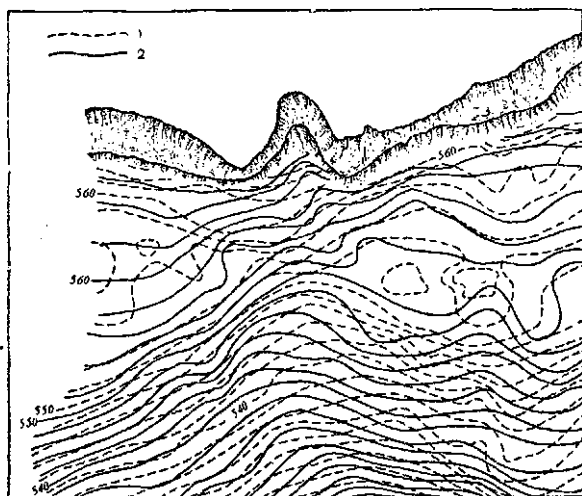


Рис. 46. Пример совмещения планов оползневого склона в горизонталях (по В. Ф. Пчелинцеву, согласно Е. П. Емельяновой):

1 — горизонтали съемки 1927 г.; 2 — горизонтали съемки 1929 г.

свой тон (цвет). Интенсивностью тона (цвета) передают интенсивность соответствующего процесса. В зависимости от полученных материалов интенсивность процессов отображают в 3—5-ступенной шкале от слабых (очень слабых) до сильных (очень сильных), подкрепляя выделенные категории качественными и количественными показателями.

Объекты, которые не выражаются в масштабе карты (овраги, оползни, подмытые крутобережья и др.), обозначаются значками. Значки наносят наиболее интенсивным тоном, присвоен-

ным данному рельефообразующему агенту, а динамичность форм, например интенсивность роста оврагов, обозначают деталями рисунка значков так, чтобы наиболее динамичные объекты на карте выделялись наиболее ярко. Если представляется возможность, интенсивность развития отдельных форм рельефа передают также интенсивностью красочного оформления значков (рис. 45).

Наиболее наглядно динамика рельефа передается посредством серии карт (планов) и профилей, составленных по точным инструментальным данным на различные отрезки времени. Результаты измерений можно показать и на одной карте. В этом случае все новые контуры наносят своими особыми условными знаками (разного цвета или рисунка) (рис. 46).

ЧАСТЬ III

ИЗУЧЕНИЕ ОСНОВНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ КАТЕГОРИЙ РЕЛЬЕФА

ГЛАВА II

ИЗУЧЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФА

Вулканический рельеф образуется в результате извержения расплавленной, насыщенной газами минеральной массы (магмы) и ее производных (рыхлых пород, газов), а также вследствие внедрения магмы в поверхностные толщи литосферы. В пластике земной поверхности наиболее полно и выразительно проявились вулканические процессы новейшего времени, происходившие, как и неотектонические движения, в течение неогена, плейстоцена и голоцена. Поэтому при изучении областей новейшего вулканизма, кроме геологических методов, большое значение приобретают геоморфологические методы исследования. Вулканические формы еще так свежи, их соотношения с рельефом, столь близким к современному, так наглядны, что наряду с собственно геологическими исследованиями, пожалуй, даже главным образом геоморфологическое изучение позволяет с наибольшей уверенностью раскрывать здесь недавнее геологическое прошлое (Заварицкий, 1945).

Уделяя большое внимание морфологии поверхностных вулканических образований, геоморфолог должен также изучать геологическое строение подземных частей, стремясь более глубоко и полно раскрыть историю формирования рельефа, связать ее с магматическими процессами (эруптивными циклами и пр.), т. е. ответить на такие вопросы, которые входят в круг задач вулканологии, но без разрешения которых геоморфологическое освещение территории будет недостаточным. Поэтому для более основательной подготовки к геоморфологическим исследованиям в вулканических областях следует обратиться к трудам специалистов-вулканологов: В. И. Влодавца, Г. С. Горшкова, А. Н. Заварицкого, А. А. Меняйлова, С. И. Набоко, Б. И. Пийпа, А. Е. Святловского и др.

При геоморфологических исследованиях в областях новейшего вулканизма необходимо учитывать, что современный

рельеф несет на себе отпечаток разнообразных экзогенных процессов, которые совершились в довулканическое время, а в районах угасшей вулканической деятельности и в послевулканическое время. Поэтому историю формирования рельефа вулканических областей можно подразделять на три этапа: довулканический, вулканический и послевулканический. Задача исследователя состоит в том, чтобы установить, как развивался рельеф на протяжении этих этапов, особенно в течение основного — вулканического этапа, который, в свою очередь, мог распадаться на несколько вулканических циклов, разделенных эпохами угасания эруптивной деятельности и размывания вулканических сооружений.

ИЗУЧЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Вулканические горные породы своим химическим и минералогическим составом, структурой, условиями залегания в разрезе и другими свойствами указывают на характер извержений, а соответственно и на характер обусловленных ими форм рельефа.

Магматические, или изверженные, горные породы по глубине залегания делят на глубинные (абиссальные), полуглубинные (гипабиссальные) и излившиеся, а по химическому составу на кислые, средние, основные и ультраосновные (табл. 7).

Таблица 7

Типы магматических пород
(по В. И. Влодавцу)

Типы пород	SiO ₂ %	Глубинные	Полуглубинные	Излившиеся
Кислые	65—75	Гранит Гранодиорит	Гранитовый порфир Гранодиоритовый порфир	Кварцевый порфир, риолит, липарит, обсидиан Кварцевый порфирит, дацит
Средние	55—65	Сиенит Диорит	Сиенитовый порфир Диоритовый порфирит	Ортофир, трахит Порфирит, андезит
Основные	45—55	Габбро	Диабазовый порфирит	Мелафир, диабаз, базальт
Ультраосновные	Менее 45	Пириротит, пироксенит, дунит		Пикрит, авгитит

Подразделение магматических горных пород по их химическому составу имеет огромный геоморфологический смысл, так как от состава магмы зависят некоторые ее физические свойства (пластичность и др.), которые вместе с глубиной вулканического очага влияют на ход извержения и формирование рельефа. Кислая магма низкотемпературная (950° и ниже), вязкая, со значительным содержанием газов, которые при извержении выделяются нередко с мощными взрывами. Основная магма высокотемпературная (1200° и выше), текучая, сравнительно бедная газами, выделяющимися спокойно, без сильных взрывов. Поэтому состав изверженных и особенно излившихся горных пород является важным диагностическим признаком, по которому можно судить о типе извержения и характере создаваемых при этом форм рельефа. Наоборот, по формам рельефа, зависящим от состава магмы, можно судить о типе извержения.

Различают две основные фазы извержения: эффузивную и эксплозивную. Во время вулканической деятельности эти фазы разнообразно чередуются и сочетаются друг с другом, одна или другая приобретает доминирующее значение, обуславливая разнообразие типов вулканической деятельности: гавайский, Strombolianский, вулканический и др. В связи с изменением состава магмы тип вулканической деятельности у одного и того же вулкана может меняться, иногда даже в течение одного цикла извержений. В зависимости от преобладающего типа вулканической деятельности образуется различный по формам и геологическому строению вулканический рельеф.

При описании геологических разрезов отмечают две основные категории вулканогенных пород: лавы и кластические (обломочные), или пирокластические, породы. Они отвечают названным выше двум фазам извержения.

Лавы связаны с эффузивной фазой извержения. При их макроскопическом описании прежде всего отмечают структуру (порфировую, офитовую, скрытокристаллическую, стекловатую), которая отличает излившиеся магматические породы от глубинных, обладающих хорошо выраженной зернистой или кристаллической структурой. Далее в отношении лав отмечают: текстуру (флюидальную, полосчатую и др.), цвет, пузырчатость или пористость, форму и размеры пор или пузырьков (пузырьки вытянутые, трубообразные и др.), плотность, излом, ошлакованность поверхности каждого лавового слоя, изменение окраски при выветривании, заполнение пор другими веществами.

Отобранные из разрезов образцы лав изучают под микроскопом, подвергают химическому, минералогическому и другим анализам и на основании всех результатов полевого и лабораторного изучения дают определение породы с полной ее характеристикой. Все это позволяет судить о составе исходной магмы, условиях кристаллизации и застывания магматического распла-

ва, о палиции вторичных минералов и об изменениях породы под воздействием вулканических агентов, с одной стороны, и атмосферных — с другой.

Кластические (обломочные) вулканические породы указывают на эксплозивный характер извержения. Их разделяют на две группы: рыхлые и сцементированные. К рыхлым породам относятся: бомбы, лапилли, песок, пыль, пепел. Сцементированные породы разделяют на три подгруппы: 1) сцементированные гидрхимически туфы, ксенотуфы (туфы с примесью пород фундамента вулкана), туффиты (породы, состоящие из смеси собственно вулканических продуктов и осадочного материала); 2) сцементированные лавой кластолавы, ксенокластолавы (с примесью обломков пород фундамента вулкана); 3) спекшиеся без особого цемента игнимбриты, ксеноигнимбриты (Малеев, 1962). По крупности обломков туфы подразделяют на пелитовые, алевролитовые, псаммитовые, псефитовые и агломератовые.

При макроскопическом описании обломочных вулканических пород отмечают размеры, форму, петрографический, минералогический состав входящих в них обломков (глыб, бомб, лапиллей, песка и др.), сортировку материала, цвет, слоистость, сцементированность, состав цемента и пр. Образцы кластических пород изучают под микроскопом, подвергая их гранулометрическому, петрографическому, минералогическому анализу. На основании результатов лабораторного изучения дополняют и уточняют характеристику пород, составленную во время полевых исследований.

Для выяснения собственно вулканического этапа формирования рельефа очень важно выявить и изучить сингенетичные пирокластические породы, т. е. такие, которые отлагались во время извержений непосредственно в связи с ними. Размеры, форма, минералогический и химический состав обломков указывают на характер и интенсивность взрывной деятельности во время извержений, в значительной степени зависящей от состава магмы в питающем очаге. Распределение обломков по их крупности на различных элементах (склонах) вулкана, на различном удалении от центра извержения, мощность, падение слоев кластических образований позволяют судить об условиях накопления обломочного материала, о ходе извержения, характере уже существовавшего рельефа (крутизне его склонов), направлении господствующих ветров, определявших гравитационную, эоловую дифференциацию материала и пр.

На основании описания отдельных обнажений и детальной характеристики наблюдающихся в них горизонтов лав и пирокластов устанавливают общий характер геологического строения вулкана. При этом отмечают соотношение и чередование в разрезе лав и пирокластических продуктов, их мощность, угол и направление падения, обусловленные падением склонов вулка-

на, изменение разреза с удалением от центра извержения, т. е. в сторону наклона слоев, присутствие жильных, пластовых и трещинных залежей магматических пород, пронизывающих тело вулкана в разных направлениях, состав и элементы залегания этих залежей, присутствие среди магматических пород включений осадочных и других пород из фундамента вулкана, извлеченных из педр во время извержений и пр.

По сводному разрезу вулканов, соотношению в нем лавовых и пирокластических продуктов, периклиналильному падению пластов и фациальному замещению пирокластов лавами судят о моногенном или полигенном образовании вулканов, преобладающем типе извержений и соответственно о типе вулканических аппаратов (эксплозивном, эффузивном, экструзивном или смешанном), о местах выхода изверженных продуктов на дневную поверхность, т. е. о центральном, трещинном или ареальном характере извержений.

Сводную характеристику изверженных пород целесообразно давать в порядке последовательности извержений, чтобы полнее вскрыть историю развития вулкана во всем ее многообразии. Изучение нескольких разрезов из одной и той же эруптивной фазы, взятых на разных элементах (склонах) вулкана, приводит к раскрытию особенностей формирования рельефа в разных его частях. Колебания химического состава лав отдельных пластов может свидетельствовать о значительных перерывах между извержениями, когда в очаге происходила значительная дифференциация материала, а на дневной поверхности активную роль успевали сыграть экзогенные процессы.

Изменения химического и минералогического состава продуктов извержения во времени отражают ход дифференциации в вулканическом очаге, что, в свою очередь, сказывается на изменении характера извержения и возникающих при этом форм рельефа.

С целью выяснения общей роли вулканических процессов в развитии рельефа устанавливают сводную мощность вулканогенных отложений и ее изменения от места к месту в связи с формами древнего погребенного рельефа, с одной стороны, и дневного — с другой. При этом может быть отмечена разная степень преобразования древнего рельефа под воздействием вулканической деятельности и его нивелировки лавовыми потоками и покровами.

В тех местах, где вулканический этап распадается на несколько самостоятельных эруптивных циклов, разделенных достаточно продолжительным периодом вулканического покоя, изучают стратиграфию каждой вулканогенной толщи и залегающих между ними отложений. В отношении последних устанавливают их генезис, возраст, распространение, мощность и условия залегания относительно неровностей того рельефа, который форми-

ровался в течение периода вулканического покоя и в настоящее время представлен контактной поверхностью между верхней и нижней вулканогенными толщами. По этим данным судят о характере, генезисе, возрасте рельефа, времени перерыва эруптивной деятельности и о его влиянии на последующие процессы вулканической аккумуляции.

ИЗУЧЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ВУЛКАНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФА

Предварительно, в камеральных условиях рельеф вулканических областей изучают по топографическим картам. Для детального изучения рельефа со всеми его подробностями берут карты масштаба 1 : 50 000 и крупнее, для общего обзорного изучения — 1 : 200 000—1 : 500 000.

В предварительном изучении рельефа, как и на всех последующих этапах геоморфологических исследований в вулканических областях, весьма большую помощь оказывают аэрофотоматериалы. Благодаря своим специфическим внешним особенностям, вулканические формы очень отчетливо дешифруются на аэрофотоснимках, даже если они уже довольно сильно разрушены. В первую очередь это относится к вулканическим конусам с их правильной формой, кратером на вершине, радиально расходящейся системой барранкос. Хорошо опознаются сочетания из старого вулкана и расположенного в центре его более молодого конуса, из конуса и соммы, кальдеры и другие формы. Свежие лавовые покровы дешифрируются по их ровному серому тону и фактуре изображения, определяемой характерным микрорельефом лавовых поверхностей.

В вулканических областях не все геоморфологические объекты могут быть доступны для непосредственных наземных наблюдений. Это дополнительно повышает значение материалов аэрофотосъемки и, кроме того, делает весьма целесообразными аэровизуальные наблюдения с получением серии перспективных фотоснимков.

Во время полевых исследований наблюдают, описывают и картографируют различные генетические категории вулканического рельефа, которые устанавливают в зависимости главным образом от типа извержения и от характера вулканической деятельности (деструктивной или аккумулятивной).

Элементы вулканического рельефа можно прежде всего разделить на аккумулятивные и деструктивные.

Аккумулятивный рельеф подразделяется на эффузивный, эксплозивный и экструзивный. Каждой категории отвечает свой состав продуктов извержения.

Эффузивный рельеф образуется при излияниях лавы и, следовательно, представляет собой сочетание элементов и форм поверхности лавовой аккумуляции. Состав лавы является важным

геоморфологическим признаком. Поэтому необходимо различать по крайней мере поверхности аккумуляции лав основного и кислого состава. Жидкие основные лавы образуют полого наклоненные поверхности вулканических щитов, плато, отдельных потоков, тогда как вязкие кислые лавы формируют более крутые склоны, главным образом вулканических конусов и куполов.

Кроме изучения геологического строения лавовых поверхностей отмечают, элементами каких форм они являются (склонами вулкана, водораздельными поверхностями плато, площадками террас, долинных понижений и пр.).

Рельеф лавовых поверхностей, занимающих большие площади, мог создаваться в результате неоднократных излияний из одного или из нескольких центров. По комплексу признаков устанавливают расположение центров излияния и направление течения лавы, границы и мощность отдельных лавовых потоков. С этой целью определяют направление и угол падения поверхности, морфологические особенности наблюдаемых положительных и отрицательных форм (конусов, бугров, впадин, уступов), закономерности их пространственного размещения. Проследивая уступы, устанавливают, ограничивают ли они концевые части отдельных лавовых потоков или же их возникновение обусловлено другими причинами, например неровностями погребенного рельефа, задержками движения лавы. В первом случае по высоте уступов судят о мощности лавовых потоков.

Важным диагностическим признаком является микрорельеф лавовых поверхностей, который принято разделять на следующие категории.

Гавайская глыбовая лава — на поверхности наблюдается масса полуспекшихся обломков и мелких глыб, не превышающих в поперечнике 1—1,5 м, обладающих неровным изломом и морщинистыми гранями. Характерна для высокотемпературных весьма подвижных лав.

Санторинская глыбовая лава — на поверхности наблюдается свободный навал более крупных глыб, достигающих в поперечнике нескольких метров и имеющих ровные гладкие грани. Характерна для лав с более низкой температурой и менее подвижных.

Волнистая, или кишкообразная, лава — со стекловидной блестящей поверхностью, смятой в извилистые складки, или волны. Характерна для лав с высокой температурой, но малым содержанием газов и спокойным их выделением при остывании. Преобладающая ориентировка волн может свидетельствовать о местоположении центра извержения.

Кроме упомянутых особенностей микрорельефа отмечают еще отвердевшие пузыреобразные вздутия лавовой поверхности, небольшие блюдца (следы лопнувших при остывании пузырей лавы, обусловленных выделяющимися газами), желобообразные

углубления, возникшие вследствие обрушения затвердевшей с поверхности корки потока после вытекания из-под него еще не остывшей лавы, трещины различных направлений и другие формы.

Эксплозивный рельеф возникает в результате извержений взрывного характера, сопровождаемых бурными выделениями газов и выбросами обломочного материала, который падает на землю и образует разнообразные элементы и формы поверхности пирокластической аккумуляции. Преобладающие размеры обломков указывают на особенности извержений и вместе с тем соответствуют формам рельефа определенного внешнего облика. Поэтому следует различать поверхности аккумуляции преимущественно грубообломочного и преимущественно мелкообломочного материала. Грубые обломки скапливаются главным образом около центров извержений, образуя круто наклоненные поверхности вулканических конусов. Мелкие обломки могут относиться более далеко с воздушными течениями или в виде потоков жидкой грязи, накапливаясь на возвышениях и в понижениях рельефа.

Выделяя границы названных двух основных категорий поверхностей пирокластической аккумуляции, устанавливают, элементами каких форм они являются (вулканических конусов, платообразных водоразделов, днищ или склонов долинных понижений и др.), направление и угол падения поверхности, ее очертания в продольном и поперечном по отношению к линии падения профилях, степень соответствия наклона углу естественного откоса материала, изменение наклона и продольного профиля в связи с изменением гранулометрического состава рыхлых накоплений, характер мезо- и микрорельефа, обусловленного неравномерной пирокластической аккумуляцией.

В результате извержений взрывного типа образуются вулканические конусы, состоящие из пирокластического материала. Нередко наблюдаемые эксплозивно-шлаковые конусы небольшого размера на поверхности лавовых потоков (горнитосы) свидетельствуют о бурных выделениях газов из лавы при ее истечении и застывании. В отношении подобных форм дополнительно отмечают их геологическое строение, внешний облик, абсолютные и относительные высоты.

Экструзивный рельеф возникает в результате выжимания (выталкивания) на земную поверхность очень вязких низкотемпературных лав или даже полуостывших на глубине магматических тел. Экструзивные формы обычно представляют собой различных очертаний купола без канала в теле самого купола и без кратера. В зависимости от состава и состояния лавы их можно подразделить на следующие разновидности (Меняйлов, 1955).

1. Трахитовые и липаритовые купола. Эти вулканические ап-

параты образованы среднетемпературными (950—1050°) пластическими андезитовыми лавами или низкотемпературными (около 750°) пластическими и вязкими лавами. Строение их напоминает форму луковицы с флюидальной текстурой лав. Вследствие значительной вязкости лав образуются купола небольших размеров, всего лишь в десятки и сотни метров, а иногда с вытекающими из-под них потоками длиной всего лишь около 1 км.

2. Андезитовые и дацитовые выжатые купола. Эти вулканические аппараты образованы низкотемпературными (ниже 950°) и вязкими лавами среднего состава. Купол имеет в разрезе веерную структуру с пластами, имеющими падение более 45°. Рост их происходит путем выталкивания лавы и последующего нарастания купола за счет позднейших порций дробящейся на поверхности лавы. Часто на вершинах этих куполов вздымаются твердые обелиски лавы высотой 100—400 м.

3. Первичная брекчия. Крутостоящие над жерлом глыбы с незначительным перемещением материала в краевых частях купола.

4. Лавовые пробки. Обычно вертикальные монолиты с небольшим количеством обломков над жерлом.

5. Обелиски или иглы. Наиболее охлажденные и вязкие части куполов, выдвинутых до начала или во время формирования.

По указанным признакам каждую форму относят к одной из основных генетических категорий экструзивного рельефа и, кроме того, выделяют их морфологические разновидности.

Деструктивный рельеф выделяют в том случае, когда сами вулканические процессы выступают в качестве фактора разрушения ранее существовавших и образования новых форм вулканического рельефа. В этом отношении важную роль играют взрывные процессы, сопровождаемые взрывами и выбросами огромных масс обломочного материала. В результате возникают характерные отрицательные формы эксплозивно-деструктивного рельефа, среди которых наиболее распространены следующие.

Трубки взрыва — вулканические жерла в виде вертикального канала. Образуются вследствие прорыва газов. В верхней части трубок наблюдается воронкообразное расширение.

Маары — большей частью плоские воронкообразные углубления. Образуются при однократном эксплозивном извержении; окаймлены склонами невысокого конуса или окружены валом из обломков пород, прорванных при газовых взрывах.

Кратеры взрыва — чашеобразные углубления на вершинах, иногда на склонах вулканов. Образуются в результате активной эксплозивной деятельности, совмещаемой обычно с эффузиями, а также под воздействием падающего обломочного материала, выбрасываемого при извержениях на воздух.

Кальдеры взрыва — крупные округлые или овальные депрессии. Возникают вследствие мощных вулканических взрывов и разрушения части тела ранее существовавшего вулкана с накоплениями на поверхности обломков различных пород, включая и те, которые залегают иногда глубоко в основании вулкана.

Полукальдеры — в отличие от кальдер представляют собой депрессии, окаймленные возвышенным аккумулятивным полукольцом. Образуются в результате обезглавливания вулкана мощным боковым вулканическим взрывом. Кальдеры и полукальдеры отличаются крутыми внутренними и сравнительно более пологими внешними стенками.

Шарра (огненная осыпь) — огромные рытвины. Образуются не самой силой взрыва, а скатывающимися вниз раскаленными обломочными продуктами, которые выбрасываются в течение многих извержений из постоянной бокки, расположенной у одного края кратера. В отличие от барранкос, которые начинаются узкими врезами у вершины, а книзу углубляются и расширяются, шарра, наоборот, широкие и углубленные наверху, книзу становятся узкими и более мелкими (Пийп, 1956).

Отмечают общую форму названных депрессий, очертания в плане и профилях, характер дна окружающих внутренних и внешних стенок, размеры депрессий в целом (поперечник, глубина) и отдельных их частей или элементов. Далее изучаются их соотношения с геологическим строением фундамента или тела ранее существовавшего вулкана, признаки взрыва (или взрывов) в виде вынесенных на поверхность обломков глубинных пород, результаты гравитационного обрушения внутренних стенок после вулканического взрыва, выраженные в осыпях обломочного материала, которые придали стенкам характер склонов естественного откоса и тем вызвали общее расширение первоначальной взрывной полости.

Наряду с рельефом вулканического и тектонического происхождения встречаются формы переходного вулкано-тектонического генезиса. Вулкано-тектонический рельеф образуется в результате локальных движений земной коры, обусловленных миграциями магмы в приповерхностной части литосферы. Различают формы поднятий и опусканий земной коры.

Формы вулкано-тектонических поднятий (вспучиваний) возникают под давлением внедряющей магмы и ее газов. При этом в участках внедрения магмы слои горных пород своеобразно приподнимаются, разбиваются кольцевыми и радиальными трещинами, образуя холмистые и мелкогорные формы рельефа. При их изучении устанавливают зависимость внешнего облика, размеров и особенностей распространения форм от геологического строения и развития района, от глубины, характера и размеров интрузивных тел, роль интрузий в образовании структурно-денудационных форм и элементов рельефа.

Формы вулканотектонических опусканий (оседаний) образуются вследствие убыли вещества из магматического очага при извержениях и вызванного этим оседания (обрушения) кровли. От эксплозивно-деструктивных форм они отличаются тем, что в депрессиях и вокруг них отсутствуют обломки пород, выброшенных взрывами с глубины на поверхность. Наблюдаются признаки общего смещения пород вниз, фиксируемые в разрезах и в формах рельефа. В зависимости от характера смещений (с разрывами или без них), от их глубины, очертаний и размеров в плане различают несколько основных разновидностей вулканотектонических депрессий.

Кальдеры оседания — морфологически сходны с кальдерами взрыва при полном или почти полном отсутствии в них эксплозивного или эффузивного материала. Ограничены четко выраженными кольцевыми разломами. Амплитуду смещения приближенно определяют на основании изучения разрезов и по относительной высоте кольцевого уступа.

Прогибы — пологие чашеобразные впадины, возникшие в результате спокойного (без разрывов) прогибания кровли очага вслед за постепенным понижением в нем уровня магмы. Отмечают форму, размеры и глубину депрессии, форму ее склонов.

Прогибо-сбросы, грабены и другие формы — обусловлены линейными и кольцевыми разломами. О вулканотектонических разломах судят по их морфологическому выражению в рельефе, расположению побочных вулканических конусов, ориентировке даек. На основании геологических и геоморфологических признаков устанавливают характер, ориентировку, систему расположения вулканотектонических структур, их соотношения с новейшими структурами тектонического происхождения.

Последовательность формирования вулканотектонических структур прослеживают на фоне истории формирования вулкана, в зависимости от стадии его развития, определяемого, в свою очередь, внутренней жизнью вулканического очага и закономерностями дифференциации магмы.

В районах ослабленного или затухающего вулканизма наблюдают результаты деятельности грязевых вулканов, гейзеров и горячих источников.

Грязевые вулканы возникают в результате извержений грязи, выталкиваемой на поверхность горячими газами и водяными парами. Внешне они сходны с широко распространенными грязевыми вулканами районов нефтяных месторождений. (Методика их изучения рассматривается совместно в следующей главе.)

Гейзеры и горячие источники вместе с водой выносят значительные количества растворенных минеральных веществ, которые выпадают из раствора, образуя на поверхности причудливые натечные формы. Изучают особенности морфологии и располо-

жения этих форм (в виде кольцевидного валика вокруг выводного канала, небольшого возвышения, в виде террас на склоне и др.), их минеральный состав (известковый туф или кремнезем), в зависимости от чего различают травертиновые и гейзеритовые натечные образования.

Возраст элементов и форм вулканогенного рельефа иногда бывает трудно определить вследствие того, что извержения происходят на ограниченных участках, на разной высоте над

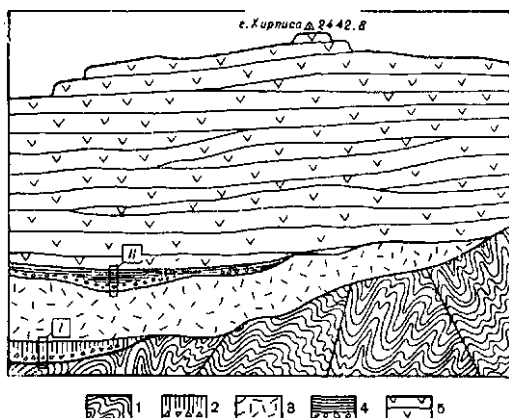


Рис. 47. Стратиграфия кайнозойских вулканических, элювиальных и аллювиально-делювиальных отложений, облагающих на северном склоне горы Хирписа, в долине Тиссы у оз. Дозориур (по наблюдениям А. Д. Смирнова, согласно М. Г. Гросс-вальду):

1 — протерозойские сланцы, 2 — пески и щебень, наполненные обугленным растительным детритом, 3 — базальтовые туфы, 4 — озерные и речные отложения — супеси и суглинки с обломками туфов и галькой белого кварца, 5 — покровы оливковых базальтов; I—II — места отбора проб для спорово-пыльцевого анализа

уровнем моря, а продукты извержений не соприкасаются и не переслаиваются с фаунистически охарактеризованными отложениями. Обычно все же удается обнаружить разрезы, которые позволяют достаточно полно и точно документировать возраст не только вулканического этапа в целом, но даже отдельных его эруптивных фаз. Для этого стараются установить возраст самых молодых пород фундамента, форм, вырабатанных в вулканогенной толще, или же возраст залегающих на ней отложений.

Определение возраста облегчается, когда в рыхлых продуктах извержений удастся обнаружить остатки животных или растительных организмов, а также в тех случаях, когда вулканические отложения переходят в охарактеризованные фаунистически или флористически водные осадки. В разрезах нормальных осадочных отложений иногда встречаются прослои вулканических пеплов, которые по составу соответствуют основной вулканогенной толще, а следовательно сопоставляются с ней и по возрасту.

Особенно детально и точно удастся выяснить возраст молодых (четвертичных) форм вулканического рельефа благодаря тому, что они обычно находятся в очень четких взаимоотноше-

ниях с различными формами и отложениями (чаще всего речными и ледниковыми), возраст которых известен или может быть легко установлен (рис. 47).

ИЗУЧЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Рассмотренные вулканические процессы, чередуясь по мере развития земной поверхности во времени и разнообразно сочетаясь в пространстве, образуют сложные формы рельефа, которые часто имеют смешанное происхождение и состоят из отдельных элементов и простых форм. Наряду с наиболее однородными, преимущественно эффузивными, базальтовыми вулканами типа исландских и гавайских, эксплозивными крутобокими шлаковыми вулканами, экструзивными куполами, имеется множество вулканов смешанного эксплозивно-эффузивного, экструзивно-эффузивного и экструзивно-эксплозивного происхождения.

Эксплозивно-эффузивными являются *стратовулканы*, которые сложены из чередующихся пластов лавы и пирокластических образований, свидетельствующих о том, что эффузивные и эксплозивные процессы во времени последовательно и более или менее равномерно сменяли друг друга. Эти вулканы образованы среднетемпературными (1000—1200°) меняющейся вязкости лавами, которые то переливались через край кратера, то застывали в канале и взрывами выбрасывались на его склоны. Их склоны значительно более круты (до 25—30°), чем у щитовых вулканов, причем в случае более жидких лав в постройке конуса преобладают лавы над туфами, как у Этны, в случае же более вязких лав, наоборот, в конусе преобладают туфы над лавами, как у Везувия.

Экструзивно-эффузивные и экструзивно-эксплозивные куполовидные вулканы отличаются от собственно экструзивных куполов тем, что первые пронизаны выходным каналом и включают в себя отдельные пласты и языки лавы, а вторые имеют эксплозивный кратер и содержат включения кластического материала.

При изучении вулканов как однородных, так и сложных по своему генезису дополнительно к тому, что было сказано выше, должно быть отмечено следующее.

1. Соотношение и распределение в теле вулкана эксплозивных, эффузивных и экструзивных пород, форма и размеры канала, боковые ответвления от него.

2. Форма вулкана, которая может быть в виде полного или усеченного конуса, полной или усеченной пирамиды, симметричная или асимметричная, правильная или осложненная различными дополнительными неровностями. Форма вулкана обычно говорит о его происхождении и даже о составе продуктов извержений, об относительном возрасте вулкана. Исключительно правильная коническая форма отражает молодость поверхности

вулкана, его преимущественно аккумулятивное происхождение за счет накопления весьма однородного обломочного материала (шлаков, бомб, лапиллей и др.). Возможны случаи, когда по одной форме горных вершин трудно судить об их вулканическом происхождении. Многочисленные ледниковые цирки и кары, врезаемые в вершины гор, нередко вводят в заблуждение исследователей, заставляя считать вулканами круто поднимающиеся горные массивы с чашеобразными цирками на вершинах.

3. Размеры собственно аккумулятивного тела вулкана (высота, диаметр поперечника, общий объем). Предварительно устанавливают геологическое строение, морфологию, гипсометрическое положение поверхности коренного основания вулкана, которое обычно бывает замаскировано под чехлом изверженных пород. Поэтому далеко не всегда кажущиеся с поверхности и истинные размеры вулкана точно соответствуют друг другу.

4. Отношение высоты вулканических аппаратов (H) к диаметру их основания (D), характеризующее вязкость лавы и генезис вулканических тел. Экструзивные купола Шивелуча из вязкой лавы имеют отношение H к D преимущественно $1/2$ — $1/3$, эффузивные базальтовые конусы и потоки Ключевской сопки — $1/80$, эффузивная часть Шивелуча — $1/15$ (Меняйлов, 1954). У вулканов смешанного происхождения отношение H к D имеет промежуточное значение.

При изучении сложно построенных вулканов отмечают особенности расположения и группировки входящих в их состав генетических категорий элементов и форм рельефа, очертания и размеры занимаемых ими площадей, генетические взаимоотношения между ними, изменения в характере каждого элемента в зависимости от его положения среди других элементов. Отмечают закономерности распределения этих элементов на вулканических склонах в зависимости от высоты, ориентировки, угла падения склонов и от местных неровностей. Например, преобладание эксплозивно-аккумулятивных поверхностей около вершины вулкана, сосредоточение лавовых потоков в понижениях и слияние их в более обширные покровы ближе к основанию вулкана.

Особенно большой интерес представляет изучение сложных вулканов типа «конус в конусе». В них геоморфологически очень наглядно запечатлены крупные этапы длительного развития рельефа, а именно: формирование древнего конуса, образование кальдеры и формирование молодого конуса. Кроме характеристики всех составных элементов делают еще сравнительный анализ их геологического строения, формы и размеров. На основании этого судят о последовательной смене типов извержений и направления вулканической рельефообразующей деятельности, в свою очередь обусловленных глубинными процессами в очаге и дифференциацией магмы (Ритман, 1964).

Отдельные вулканы различных генетических категорий могут группироваться, образуя еще более сложные геоморфологические комплексы, при изучении которых устанавливают дополнительно закономерности расположения вулканов, местные их различия и генетические взаимоотношения между ними.

Обычно на главном вулкане и около него группируются побочные (адвентивные) конусы, которые образуют простейшую группировку вулканических форм. При этом отмечают: 1) закономерности расположения и сочетания главного и побочных кратеров (одиночное, двойное, гнездовое, цепочкообразное, кольцевое, радиальные); 2) закономерности расположения главного и побочных конусов в зависимости от системы вулкано-тектонических разломов и других особенностей строения вулкана, определяющих пути проникновения продуктов извержений на земную поверхность; 3) формы побочных вулканов (островершинный конус, низкий усеченный конус, округлый холм с крутыми склонами и плоской вершиной, подковообразный холм с прорванным одним краем кратера, через который происходит излияние лавы, купол); 4) изменение морфологии, геологического строения, генетического типа побочных вулканов, характера извержений, возможные причины этих изменений. Например, преимущественно эксплозивная деятельность главного и прилегающих к нему боковых конусов и преимущественно эффузивная деятельность более низко расположенных побочных конусов может указывать на питание вулканов из различных горизонтов магмы в очаге, разделившейся вследствие дифференциации на горизонты кислой и более тяжелой основной магмы.

Переходя к более сложным и обширным по территориальному охвату группировкам вулканов, отмечают особенности их расположения относительно друг друга, что, как правило, бывает связано с резко дифференцированными новейшими движениями большой амплитуды и прежде всего с активными глубинными разломами (Заварицкий, 1948; Святловский, 1962). Система разломов с одним или несколькими выдержанными взаимно пересекающимися направлениями обычно обнаруживается в системе размещения вулканов, на основании изучения которой, таким образом, можно судить о структурах фундамента, когда последний скрыт от непосредственного наблюдения. Но и независимо от этого должны быть использованы любые другие методы изучения новейших структур, так как поднятия расплавленных масс происходят одновременно с движениями земной коры, а вулканическая деятельность представляет собой лишь часть единого структурного процесса, формирующего тектоникоматматические комплексы и образующего рельеф земной поверхности (Святловский, 1954, 1962).

Деформации лавовых потоков и покровов в виде сводов и пологих складок, крупные вспучивания куполовидной и брахиан-

тиклинальной формы, разломы — все это указывает на роль новейших тектонических движений в формировании и преобразовании вулканогенного рельефа.

При изучении обширных вулканических областей возникает проблема типологии вулканических морфологических комплексов, которые выделяют с учетом морфографических, морфометрических признаков вулканических форм, их геологического строения, происхождения и возраста, закономерностей распространения, генетических взаимоотношений между ними, характера и возраста структур основания (Ритман, 1964).

Примерами вулканогеографических комплексов могут быть: комплекс небольших, редко расположенных экструзивных куполов, комплекс крупных экструзивно-эффузивных конусов, расположенных вдоль мощных молодых разломов, с отдельными узлами (группами) наиболее значительных вулканов в местах пересечения разломов двух основных направлений, вулканическое (лавовое) плато с насаженными на него отдельными небольшими эксплозивными и эксплозивно-эффузивными конусами и группами их и др. Среди комплексов вулканогенного рельефа большим своеобразием отличаются игнимбритовые и туфолововые плато. Морфологически эти плато близки к базальтовым, но по генезису отличаются от них. При игнимбритовых извержениях магматическое вещество распространяется, как пена или как своеобразное стелющееся низко над землей газово-капельно-пылевое облако. При своем стремительном движении оно частично облегаёт выступы рельефа, и потому при последующем оседании, уплотнении и спекании игнимбритовой массы неровности подошвы покрова могут в смягченном виде повторяться в его внутренней полосчатой текстуре и даже в его кровле, т. е. непосредственно в рельефе (особенно при малой мощности покрова).

При изучении комплексов вулканогенного рельефа устанавливают их соотношение с комплексами довулканического рельефа, с древними структурно-тектоническими зонами и новейшими структурами. На основании результатов анализа делают выводы относительно некоторых общих закономерностей формирования вулканогенного рельефа, о его связи с геологическим развитием земной коры, с общим планом ее тектонического строения, о системах вулканических каналов (центральных, трещинных, площадных).

ИЗУЧЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФА, РАЗРУШЕННОГО ЭКЗОГЕННЫМИ ФАКТОРАМИ

В областях угасшей вулканической деятельности вулканические формы являются реликтовыми и разрушаются под воздействием экзогенных процессов. При изучении геологического

строения разрушенных вулканов отмечают важные в геоморфологическом отношении физико-механические свойства вулканических пород, которые обычно бывают резко различны. Лавовые покровы, интрузивные и экструзивные тела оказываются значительно более устойчивыми при выветривании и денудации, чем рыхлые пирокластические образования. Это отражается в распределении, очертаниях и высотах положительных и отрицательных форм денудационного рельефа. По геоморфологическим признакам и на основании непосредственных геологических наблюдений устанавливают условия залегания пород, их физико-механические свойства.

Вулканогенные породы нередко отличаются большой водопроницаемостью, свойственной не только рыхлым пирокластическим накоплениям, но также лавовым покровам, когда они бывают разбиты густой сетью глубоко проникающих трещин охлаждения и выветривания. Благодаря этому значительная часть поверхностных вод легко просачивается в глубину и идет на питание водоносных горизонтов. Этим в значительной степени ослабляется степень эрозионного воздействия на рельеф, который таким образом более длительное время сохраняет свои первичные вулканические черты.

Даже при значительной водопроницаемости пород основным фактором деструкции первичного вулканогенного рельефа является водная эрозия. Вода, которая стекает по склонам вулканов в период летнего таяния снегов и во время ливней, производит большую работу, углубляя и расширяя старые эрозионные борозды и создавая новые. В результате эрозионной деятельности временных водных потоков образуется система эрозионных форм (барранкос), при характеристике которых отмечают следующее.

1. Форма в продольном и поперечном профилях (в вершине, средней, нижней частях), размеры (длина, глубина, расстояние между бровками и по дну, угол падения склонов в разных частях барранкос), характер и интенсивность эрозионно-аккумулятивных донных и склоновых процессов.

2. Степень устойчивости эрозионных форм и стадия их развития: начальные формы эрозии в виде неглубоких и коротких ветвящихся промоин, рытвин; более развитые формы барранкос типа крупных оврагов и ущелий; еще более зрелые выположенные и расширенные формы в виде падей, сухих долин и пр.

3. Закономерности группировки и ориентировки барранкос. Отклонения от радиальной системы под воздействием различных факторов, например выходов плотных магматических пород, пронизывающих тело вулкана (кольцевых даек и др.). Общая степень эрозионного расчленения вулкана.

В областях древнего или современного оледенения устанавливают: а) влияние на оледенение совершающихся время от

времени вулканических извержений; резкое усиление таяния ледников, сопровождаемое образованием мощных водотоков, производящих весьма энергичную рельефообразующую деятельность; вынос к подножию вулканических гор огромного количества обломочного материала, который формирует обширные аккумулятивные шлейфы, конусы выноса с пёровой бугристой поверхности (лахаровый рельеф) (С. Cotton, 1952); б) соотношение ледниковых форм с формами вулканического происхождения, например приуроченность областей питания ледников к впадинам кратеров, кальдер; в) признаки переработки вулканических форм лавально-ледниковыми и мерзлотными процессами; г) следы воздействия ледниковой эрозии и аккумуляции на вершины и склоны вулканов, поверхности лавовых плато, на расчленяющие их эрозионные понижения; д) участие вулканических пород в составе ледниковых отложений, в частности валунов.

При изучении древних разрушенных вулканов отмечают и всесторонне характеризуют остатки деструктивного и аккумулятивного вулканического рельефа, отдельных его элементов и форм, например лавовых или пирокластических поверхностей, по которым с учетом их морфографических, морфометрических признаков (высотного положения, наклона) и геологического строения судят о характере первичного рельефа и степени его последующего эрозионного разрушения. В этом отношении можно выделять начальную стадию расчленения вулканического рельефа с хорошо сохранившимися поверхностями лавовой и пирокластической аккумуляции вулканических конусов и плато, со слабо развитой эрозионной сетью, зрелую стадию расчленения со слабо сохранившимися остатками первичного рельефа и хорошо развитой эрозионной сетью и, наконец, стадию полного разрушения вулканического рельефа.

При очень сильном разрушении вулкана и сохранности лишь его остова тщательно подмечают все геолого-геоморфологические признаки, по которым судят о вулканической основе рельефа, его первичном облике и последующих этапах развития. Сюда относятся сохранившиеся вулканические отложения с характерным для них периклинальным залеганием (наклоном от древних центров извержений), отпрепарированные лавовые пробки вулканов в виде центральных вершин (пикетов), трещинные магматические заполнения в виде радиальных и кольцевых даек, общий островной облик рельефа с центральной вершиной и радиально расходящимися от нее эрозионными формами и разделяющими их грядами. Иногда характерны дугообразные очертания в плане остаточной возвышенности с признаками некогда существовавшего кратера или кальдеры, инверсия рельефа с образованием водоразделов на месте прежних эрозионных понижений, заполненных лавой.

ИЗОБРАЖЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФА НА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

На геоморфологических картах вулканических областей выделяют следующие соподчиненные друг другу категории вулканического и вулкано-тектонического рельефа (табл. 8 и 9).



Рис. 48. Геоморфологическая схема горно-вулканического района (по М. Г. Гроссвальду):

1 — древняя поверхность выравнивания; 2 — обвально-осыпные и солифлюкционные склоны троговых долин и каров; 3 — днища трогов и каров, покрытые мореной; 4 — ригели и плечи трогов; 5 — молодые эрозионные врезы; 6 — конусы выноса ручьев; 7 — долинный базальтовый покров; 8 — шлаковые вулканические конусы, сформированные на первом (а) и втором (б) этапах голоценового вулканизма; 9 — кратеры вулканов (а — замкнутые с кратерным озерком, б — то же, без озерка, в — серповидные, с прорванными стенками); 10 — пирокластические образования на склонах; 11 — горняты, куполовидные лавовые (а), конические шлаковые (б)

Детальность обозначения названных категорий рельефа зависит от масштаба карты, размеров и дробности контуров. В общем, с увеличением масштаба обозначают все более мелкие классификационные категории рельефа, применяя для этого по возможности общий для вулканического рельефа основной красный тон и его оттенки. Интенсивностью тона, создаваемой посредством сплошной заливки краской, а также сеткой или штриховкой, передают возраст рельефа. Возрастные подразделения голоценового времени и современные должны быть достаточно дробными.

Значками обозначают отдельные элементы и формы рельефа, не выражающиеся в масштабе карты, в частности формы микрорельефа: глыбовая лава, волнистая лава, лавовые пузыри, блюдца, желоба, трещины, ступени, уступы, микрократеры и пр. Штриховкой, значками нейтрального (черного, серого) цвета обозначают формы и элементы рельефа, обусловленные препаировкой магматических тел (дайки, некки и пр.), петрографический состав аккумулятивных поверхностей (преимущественно на картах крупного масштаба).

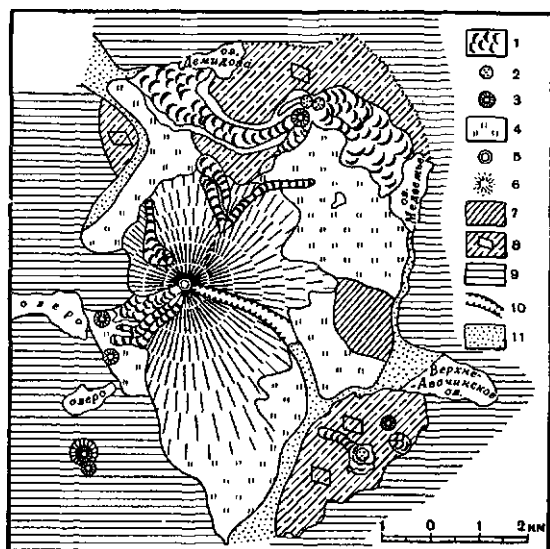


Рис. 49. Геоморфологическая карта вулкана (по А. Е. Святловскому):

- 1 — лавовые потоки, морфологически выраженные;
- 2 — шлаковые конусы; 3 — побочные лавовые конусы;
- 4 — подножие вулкана, сложенное его лавами; 5 — кратер;
- 6 — вулкан; 7 — останец андезитового плато;
- 8 — останцы базальтового плато внутри кальдеры;
- 9 — расчлененное древнее лавовое плато; 10 — сухая речка;
- 11 — рыхлые наносы

Элементы и формы вулканического рельефа выделяют только там, где они сохранились от последующего разрушения. При изображении сильно разрушенного вулканического рельефа полнее отображают такие черты рельефа, которые свидетельствуют о его вулканической основе (некки, дайки, радиально расходящиеся эрозионные формы и пр.).

В зависимости от назначения, детальности проведенных исследований, масштаба карты на ней могут быть выделены и другие геоморфологические объекты, например разнообразные

Генетические категории вулканического рельефа

Основные генетические категории рельефа	Направленность процессов рельефообразования	Генетические субкатегории рельефа	Генетические и морфологические разновидности рельефа
Собственно вулканический	Аккумулятивный	Эффузивный	Сформированный лавами кислого состава: крутонаклонные лавовые поверхности, лавовые потоки, крутосклонные лавовые конусы, купола, игнимбритовые плато
			Сформированный лавами основного состава: пологонаклонные лавовые поверхности, лавовые потоки, покровы, лавовые плато, пологосклонные щитовые вулканы
		Эксплозивный	Сформированный крупнообломочным пирокластическим материалом: крутонаклонные поверхности, склоны, шлако-вые конусы
			Сформированный мелкообломочным пирокластическим материалом: туфовые поверхности, склоны, плато
		Экструзивный	Сформированный выжатыми очень вязкими лавами: трахитовые, липаритовые андезитовые, дацитовые купола
			Сформированный вытолкнутыми более или менее застывшими на глубине телами: иглы, обелиски
	Деструктивный	Эксплозивно-эффузивный	Стратовулканы
		Экструзивно-эффузивный	Куполовидные вулканы с выходным каналом и отдельными языками лавы
		Экструзивно-эксплозивный	Куполовидные вулканы с кратером и включениями кластического материала
Грязевулканический	Аккумулятивный и деструктивный	Эксплозивный и эффузивный	Трубки взрыва, кратеры, маары, кальдеры, полукальдеры, шарра
Водно-вулканический	Аккумулятивный	Натечный	Бугры, холмы, сопки
			Травертиновые и гейзеритовые валики, бугры, террасы

Основные категории вулcano-тектонического рельефа

Тип движений (структур)	Направленность движений	Морфологические разновидности рельефа
Пликативный, сопряженный с разрывами	Вспучивание Оседание	Плоские возвышения, купола, холмы Впадины, кальдеры, полукаль- деры
Дизъюнктивный	Вспучивание и оседание	Разломы-трещины, сбросо-сдвиги, взбросо-сдвиги

категории сложных вулканических форм и вулканических комплексов, геоморфологические районы.

На рис. 48 и 49 представлены примеры геоморфологических карт вулканических районов, выполненные в черных штриховых условных обозначениях. Аналогичные карты можно найти и в других работах, посвященных характеристике вулканических образований отдельных районов нашей страны и зарубежных стран.

ИЗУЧЕНИЕ ПСЕВДОВУЛКАНИЧЕСКОГО (ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКОГО) РЕЛЬЕФА

Изучению и характеристике грязевых вулканов посвящено много работ, что объясняется большим теоретическим и практическим значением проблемы грязевого вулканизма (в связи с решением проблемы нефтегазоносности территории). Здесь можно отметить работы И. М. Губкина (1934), И. М. Губкина и С. В. Федорова (1938), В. Г. Горина и М. Ф. Мехтиева (1953), А. А. Якубова (1959), М. К. Калинин (1964) и др.

Грязевые вулканы обычно представляют собой возвышенности конусообразной формы, сложенные продуктами их деятельности — своеобразной кластической породой (сопочной брекчией), возникающей в результате тектонических подвижек при взаимодействии газа и погребенной воды. Они приурочены к подвижным тектоническим зонам, крупным разрывам земной коры, располагаясь на сводах или периклинальных окончаниях брахиантиклинальных складок. Поэтому одна из основных задач — изучение всеми доступными методами истории геологического развития области грязевого вулканизма, тектонических структур и новейших тектонических движений. При этом устанавливают наиболее подверженные грязевому вулканизму пограничные зоны между областями поднятий и опусканий земной коры, проходящие здесь линии разрывных нарушений, формы залегания слоев, в особенности брахиантиклинальные и диапировые складки, приуроченность грязевых вулканов к названным структурам и их элементам.

Для образования грязевых вулканов необходимо, чтобы в геологическом разрезе присутствовали пластичные и хрупкие породы, пластовые воды и газы, входящие в состав сопочной брекчии. В зависимости от литологического типа отложений, физических свойств слагающих разрез пород, обилия и распределения погребенных вод и газов по-разному протекают извержения с преобладанием твердой, жидкой или газообразной фазы. Соответственно различными оказываются форма вулканов и их геологическое строение.

Геологический разрез и гидрогеологические условия устанавливают обычными методами геологической и гидрогеологической съемки. Важным средством выяснения разреза и глубины залегания очагов или корней грязевых вулканов является изучение продуктов их выноса. Возраст продуктов устанавливают по находкам фауны, а также по петрографическому составу обломков горных пород.

Относительное содержание воды в вулканах (грифонах) определяют путем изучения сопочной брекчии, ее консистенции,

от чего зависит и форма самого вулкана — преобладание воды обуславливает создание плоских лепешкообразных возвышений, бедность водой — высоких, часто остроконечных конусов. Выясняют возможное участие поверхностных инфильтрационных вод в образовании грязевых вулканов. Для этого устанавливают климатические условия территории, величину бассейна питания инфильтрационных вод, легкость их проникновения в недра вулканов.

В механизме извержения и образования грязевых вулканов особенно велика роль газа. Газ, происхождение которого в вулканических областях магматическое, а в областях нефтяных месторождений — органическое, вместе с насыщенной им массой сопочного шлама устремляется к сводовым (обычно наиболее ослабленным деформацией) частям складок и под большим давлением прорывается к дневной поверхности. Поэтому выяснение условий залегания, запасов, миграции, состава газов в недрах земной коры представляет одну из основных частей программы геоморфологических исследований в районах грязевого вулканизма.

При изучении морфологии грязевых вулканов устанавливают их общий облик — в виде четко выраженного конуса (островерхого, усеченного, симметричного, асимметричного), в виде плоского округлого или удлиненного (увалообразного) возвышения (сочного поля), обусловленность этих форм структурно-литологическими условиями, физико-механическими свойствами сопочной брекчии. Например, по Д. А. Лилиенбергу (1955), конусовидные вулканы в пределах юго-восточного Кавказа всегда насажены на хорошо выделяющиеся в рельефе брахиантиклинальные структуры, а сопочные поля располагаются на полого-складчатых структурах с менее благоприятными условиями накопления нефтяных газов и проявления грязевого вулканизма.

У каждого грязевого конуса описывают кратер (кратерное плато) и склоны с покровами (потоками) застывшей сопочной брекчии.

Кратер вулкана — очертания в плане и разрезах, общая форма (чашеобразная, воронкообразная, блюдцеобразная, платообразная), размеры в поперечниках и в глубину, наличие окаймляющих концентрически расположенных валов, их форма и относительная высота, места прорыва валов и стекания потоков сопочной брекчии по склонам, характер поверхности внутренней кратерной депрессии и располагающихся в ней форм микро-рельефа.

Отмечают следующие наиболее распространенные формы микро-рельефа: грязевые сопки, сложенные глинистым материалом и обломками твердых пород; нефтяные сопки, состоящие из брекчии с включениями и примесью загустевшей нефти; сальзы — недоразвитые полуконусы, заполненные сверху сопочной

брекчийей смстанообразной консистенции без включения крупных обломков и щебня или солеными водами с большим количеством взмученного материала; озерные котловины со скоплениями соленых вод; грифоны в виде небольших лунок и ванн с выделениями воды и газа.

Характеризуют внешний вид, размеры и геологическое строение всех этих форм, вязкость и количество выделяемого из них материала. Состав и консистенция сопочной брекчийей, выделяющейся из жерла эруптивного канала в вершинах сопок, варьируют в значительных пределах, определяя форму сопок. Более жидкий и медленно высыхающий материал даст пологоконические формы с широким основанием и небольшим кратером, с углами склонов 5—10°. При извержении сопочной брекчийей с примесью цементирующей ее густой окисленной нефти образуются остроконические формы с отношением высоты к ширине основания от 1:1 до 2:1. Таким образом, увеличение вязкости брекчийей приводит к образованию все более крутобоких форм, которые своим внешним обликом указывают на характер извергающегося материала.

Описывают детали морфологии склонов вулкана, угол падения, глыбовость или ступенчатость, трещины разного направления (боковые, концевые, продольные, радиальные, концентрические). Определяют состав грязевых потоков, их размеры, мощность, степень преобразования первичного грязевулканического рельефа под воздействием экзогенных факторов. Последний признак указывает на относительный возраст вулканов и отдельных грязевых потоков.

Как отмечает Д. А. Лилиенберг (1955), новейшие грязевые вулканы и грязевые потоки на юго-западном Кавказе отличаются тем, что их поверхность сохраняет первичный мелкобугристый такыровидный микрорельеф, характерный пепельно-серый цвет. Она разбита густой сетью очень тонких малозаметных трещин, лишена растительного покрова или только заселяется отдельными группировками солянок.

Более старые покровы характеризуются серым цветом сопочных отложений; они развиты широкими трещинами и расчленены узкими остродонными оврагами с углами стенок 30—60°. Под влиянием процессов расслоения такие покровы заселяются полынными ассоциациями в сочетании на более поздней стадии с бобово-злаковыми эфемерами лугового типа.

Еще более старые потоки выделяются сильно измененным буровато-серым или желто-бурым цветом слагающей их сопочной брекчийей, подвергшейся сильным процессам выщелачивания и окисления. Такие потоки обычно расчленены эрозионными формами с характерным трапецевидным профилем. В растительности преобладают бобово-злаковые группировки при подчиненном положении полынйей.

О возрасте грязевых потоков и вулканов можно также судить по механическому составу брекчии. Наиболее свежие излияния состоят из тонких глинистых фракций с включениями обломков щебня. У более старых покровов относительно содержание щебенки возрастает за счет вымывания со временем мелкозема поверхностными водами и поэтому из них самые старые имеют преимущественно щебневой состав.

Геологический возраст грязевых вулканов определяют также, как и магматических вулканов; главным образом по соотношению с палеонтологически охарактеризованными отложениями и с формами рельефа известного возраста.

На геоморфологических картах выделяют следующие категории грязевулканического рельефа, обозначаемого оттенками основного серовато-красного тона (табл. 10).

Таблица 10

Основные категории грязевулканического рельефа

Направленность процесса	Генетические и морфологические разновидности рельефа
Аккумулятивный	Элементы и формы аккумуляции жидкой сопочной брекчии: пологие склоны грязевых вулканов, грязевые потоки, плоские грязевые вулканы и сопочные поля. Элементы и формы аккумуляции вязкой сопочной брекчии: крутые склоны грязевых вулканов, грязевые потоки, крутосклонные грязевые вулканы
Деструктивный	Элементы и формы деструкции: кратеры, трещины и др.

Значками обозначают следующие элементы и формы грязевулканического рельефа, не выделяемые в масштабе карты качественным фоном: мелкие грязевые сопки, нефтяные сопки, сальзы, озерные котловины, грифоны, кратеры, трещинный, глыбистый, ступенчатый микрорельеф грязевых поверхностей и пр.

ИЗУЧЕНИЕ ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ

Реликты поверхностей выравнивания различного возраста наблюдаются повсеместно на земном шаре. Они формировались при благоприятных тектонических и климатических условиях под воздействием экзогенных процессов. В областях поднятий формировались преимущественно поверхности денудационного выравнивания, а в тектонических депрессиях — аккумулятивные равнины. И те, и другие развивались взаимосвязанно, образуя генетически (парагенетически) единые денудационно-аккумулятивные поверхности выравнивания в широком понимании этого термина.

Важно отметить, что поверхности выравнивания являются не только конечным результатом длительного развития рельефа; они также стоят в самом начале последующих этапов его формирования, как это характерно, например, для новейшей (неоген-четвертичной) истории многих складчатых и платформенных областей. Поэтому изучение поверхностей выравнивания — это одна из ключевых задач полевых геоморфологических исследований. Ее решение помогает выяснять многие другие вопросы теоретического и практического значения (новейшая тектоника, история развития рельефа, поиски полезных ископаемых, оценка территории для нужд хозяйственного освоения и пр.).

Проблеме происхождения и изучения поверхностей выравнивания посвящено очень много трудов отечественных и зарубежных ученых (Д. В. Борисевича, В. А. Варсанюфьевой, Н. В. Думитрашко, Б. Л. Личкова, К. К. Маркова, Ю. А. Мещерякова, М. В. Пиотровского, Ю. Ф. Чемякова, И. С. Шукина и мн. др.). В этих трудах проблема поверхностей выравнивания рассматривается в общем плане. Но особенно много издано работ, содержащих характеристику поверхностей выравнивания отдельных, главным образом горных, областей СССР и попутно затрагивающих также некоторые общие вопросы их образования и методики изучения (см. сб. «Проблемы поверхностей выравнивания», 1964).

МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ

О наличии поверхностей выравнивания свидетельствуют:

1. Участки сглаженного, волнистого, равнинного рельефа, обычно резко контрастирующего с более резко и глубоко расчлененным крутосклонным рельефом, расположенным выше или ниже выровненных поверхностей. В отличие от террас, прослеживающихся сравнительно узкими полосами вдоль речных до-

лип, хорошо развитые поверхности выравнивания охватывают обширные площади на междуречьях, на вершинах и склонах горных поднятий, возвышенностей в пределах равнин.

2. Одновысотность вершин горных хребтов, отдельных гор, сопок, холмов, увалов или колебания высот в близких пределах, соответствующих определенному уровню, который фиксирует некогда существовавшую единую, в настоящее время полностью расчлененную поверхность выравнивания.

Для камерального изучения поверхностей выравнивания используют топографические карты крупных масштабов, аэрофотоснимки и совмещенные топографические профили.

Совмещенный топографический профиль строят следующим образом. На крупномасштабной топографической карте проводят линию основного профиля и несколько параллельных ей линий дополнительных профилей так, чтобы они пересекали основные формы рельефа (долины, гряды, хребты) по возможности поперек их простираения. Выбрав наиболее выгодные применительно к данному рельефу горизонтальный и вертикальный масштабы, строят сначала основной профиль, а затем дополнительные, но последние прочерчивают только в той части, которая выступает за пределы всех предшествующих профилей. В результате происходит наложение нескольких профилей друг на друга, чем достигается суммирование и наглядное отображение морфографических и морфометрических признаков рельефа, характерных для большой территории. На совмещенном топографическом профиле обнаруживается ярусность рельефа в виде нескольких уровней вершин, включающих и отдельные участки плоских поверхностей (рис. 50).

Ярусность рельефа наглядно выявляется также с помощью кривой распределения плоских поверхностей по высоте. При построении кривой по линии ординат откладывают высоты, а по линии абсцисс — процент площади, занимаемой равнинным рельефом внутри определенных высотных поясов, который определяют по крупномасштабным топографическим картам с использованием результатов полевых наблюдений. Высотные интервалы выбирают с таким расчетом, чтобы основные уровни выровненного рельефа на графике отчетливо отделялись друг от друга. Кривые, так же как и совмещенные профили, используют для сравнительного анализа рельефа отдельных районов (Масаг, 1955) (рис. 51). Аналогичное представление о ярусности рельефа дает график распределения поверхностей выравнивания по высоте (Цховребашвили, 1964).

Используя камеральные и полевые способы наблюдений, устанавливают общий внешний облик рельефа, распределение его абсолютных и относительных высот, которые могут укладываться в один или несколько гипсометрических уровней (ярусов) образуемых закономерной высотной группировкой горных вер-



Рис. 50. Совмещенный профиль через Южный Урал на широте г. Крака (по Д. В. Борисевичу).

шип, равнинных поверхностей, террас, ступеней, перегибов склонов. Определяют количество таких уровней, составляют высотную характеристику каждого из них, являются ли они в общем горизонтальными, наклонными, свообразно изогнутыми или же отличаются более сложным строением своей поверхности с чередованием возвышений и понижений разнообразного внешнего облика. Если установлено несколько уровней поверхностей выравнивания, то прослеживают переходы между ними (посте-

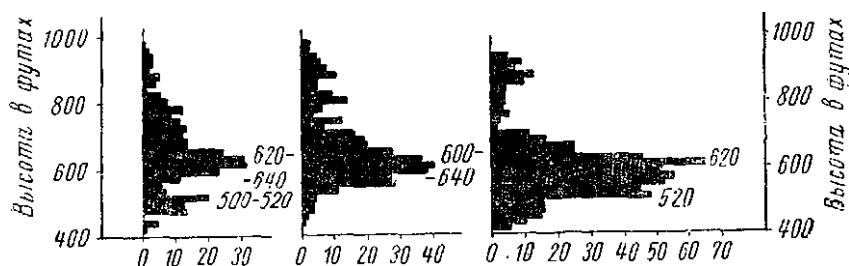


Рис. 51. Статистические диаграммы, показывающие процент плоских поверхностей на возвышенностях близ Гаррисбурга (по Р. Масар)

пенные, в виде уступа и пр.), определяют превышение их друг над другом, распространение каждой из них в пределах изучаемой территории, приуроченность к определенным элементам рельефа, соотношение с древней и современной эрозией (например, распространение поверхностей полосами вдоль крупных речных долин, преобладание их на самых высоких вершинных поверхностях водоразделов).

Во время полевых работ особенно тщательно изучают сохранившиеся участки выровненного рельефа, которые, как можно предполагать, являются реликтами более обширных поверхностей выравнивания и до настоящего времени в основных чертах сохранили свой первоначальный внешний облик (плоскоравнинный, холмистый, сопочный, низкогорный и др.). На примере таких участков пластику древнего рельефа можно установить с большой детальностью, выяснить наличие древних долин с их донными и склоновыми элементами, определить морфометрические показатели не только для крупных, но и для малых форм и элементов рельефа, уточнить характеристики и показатели, полученные при анализе карт, профилей и аэрофотоснимков.

ИЗУЧЕНИЕ ГЕНЕЗИСА ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ

Анализ ярусного строения рельефа выполняют на базе всестороннего историко-геологического изучения территории с привлечением комплекса разнообразных геологических и геоморфологических методов.

Изучение структурно-петрографических и тектонических условий формирования поверхностей выравнивания

Путем анализа топографических и геологических карт, геологических профилей, а также во время полевых наблюдений изучают соотношения между рельефом и структурно-петрографическим строением местности, между отдельными поверхностями выравнивания, их уступами, с одной стороны, и отдельными геологическими структурами и геологическими телами (например, мощными пластами прочных пород) — с другой. Если поверхности выравнивания срезают сложно дислоцированный фундамент, это служит доказательством двух крупных этапов развития рельефа — этапа складко- и горообразования и последующего этапа выравнивания. В деталях пластики таких поверхностей древние структуры обычно пассивно проявляются в рельефе в виде отпрепарированных денудацией гряд, грив, горных вершин и останцов, сложенных более стойкими породами.

Если существует несколько уровней поверхностей выравнивания, а их уступы прослеживаются, не считаясь с геологическими структурами, то это может быть доказательством разновременного образования поверхностей выравнивания, разделенного эпохой их глубокого расчленения. Однако это не исключает возможности того, что уступы местами проходят по контакту устойчивых и менее стойких пород, где они могли оказаться в результате длительной планации, тем самым лишней раз свидетельствуя о древности рельефа.

Иные соотношения наблюдаются, когда пласты залегают в слабо нарушенном или почти горизонтальном состоянии и сложены породами резко различной прочности. Тогда возникает серия плоских структурно-денудационных поверхностей, которые располагаются друг над другом ярусами в зависимости от количества пластов наиболее прочных мощных и хорошо выдержанных по простиранию горных пород.

Подобные структурно обусловленные поверхности разных уровней могут быть как различного возраста, если их образование происходило последовательно одна за другой по мере прорезания гипсометрически все более и более низко расположенных пластов, так и одного возраста, когда препарировка сразу нескольких пластов прочных пород происходила одновременно (например, в случае моноклиальной или пологоскладчатой структуры). Количество выделяемых при этом ярусов выровненного рельефа не обязательно будет соответствовать общему ритму геоморфологического развития территории. Задача исследователя состоит в том, чтобы установить, как многочисленные структурные поверхности можно сгруппировать в разновозрастные геоморфологические комплексы, образование которых было связано с определенными крупными циклами развития земной

поверхности, в свою очередь, отвечающими крупным ритмам тектонических движений и изменений палеогеографических условий.

Тектонические условия формирования поверхностей выравнивания изучают путем фациального и структурного анализа, анализа мощности отложений и другими геологическими методами (см. гл. 7). Выясняют время интенсивного складко- и горообразования, перехода геосинклинали в стадию платформенного развития, окончания платформенного режима с резким усилением тектонических движений, ритм, амплитуду, интенсивность движений земной коры на всех этапах ее развития. Устанавливают факты разрывной тектоники, конкретные места разрывных нарушений, время образования, тип и амплитуду смещений, а затем уже проверяют выраженность этих нарушений в рельефе, например в виде уступов между поверхностями выравнивания.

Для изучения неотектонического этапа дополнительно используют результаты геоморфологического анализа ярского рельефа и отдельных уровней выровненного рельефа.

Изучение экзогенных процессов

Участки плоского рельефа в горах могут иметь весьма различный генезис: морской, флювиальный, склоново-денудационный, ледниковый, нивальный. Подобную множественность способов происхождения плоских поверхностей следует подчеркнуть, чтобы геоморфологи не замыкались в кругу наиболее обычных представлений относительно формирования поверхностей выравнивания, а считались с возможностью образования выровненных элементов рельефа под воздействием самых различных факторов и с этой целью проводили всесторонний геоморфологический анализ.

Морские, преимущественно абразионные поверхности, образуются за счет воздействия морей, окружающих горную страну. В альпидах это были остатки постепенно вытеснявшегося поднятием первоначального геосинклинального бассейна, над поверхностью которого сначала появлялись островные горы и горные цепи (кордильеры), постепенно обрastaвшие молодой суши. В более позднее время, когда уже вполне сформировалась горная страна, вследствие прерывистости поднятий и смены их опусканиями, происходили неоднократные трансгрессии морей, осуществлявшие абразионную деятельность уже преимущественно по окраинам гор. Древние платформы временами также затоплялись морями в связи с периодическими опусканиями земной коры, и это приводило к абразионному выравниванию их рельефа на обширных пространствах первоначальной суши.

Морской абразионно-аккумулятивный генезис остаточных по-

верхностей легко устанавливается, когда они геологически молоды, невысоко приподняты над современным уровнем моря, хорошо сохранили свой первичный морской рельеф и слагающие их морские отложения. На более высоких гипсометрических уровнях и в глубине гор от первичного морского рельефа могут сохраниться лишь сильно расчлененные и измененные остатки, диагностика которых может оказаться сильно затрудненной. Все же внимательное изучение морфологии, соотношений с подстилающими коренными отложениями рыхлых осадков иногда позволяет установить их первичное морское происхождение. При этом могут быть использованы следующие диагностические признаки. Каждый сохранившийся от расчленения останец абразионного рельефа характеризуется плоскоравнинной поверхностью, срезающей под один уровень различные структурно-литологические элементы. На коренных породах залегают морские отложения, которые, однако, далеко не всегда сохраняются от выветривания и размыва. Должны быть предприняты поиски остатков этих отложений (морских галечников или одиночных галек, морской фауны).

Прослеживая останцы определенного уровня друг за другом, иногда удается установить обширность их распространения (включая современные водоразделы), уклон в сторону отступившего древнего моря, постепенный переход абразионных коренных поверхностей в морские аккумулятивные равнины с хорошо сохранившимся покровом морских отложений. Двигаясь в противоположном направлении, следует попытаться обнаружить обрывки древней береговой линии моря, за которой сохранились участки древнего рельефа субаэрального происхождения.

Путем фациального анализа сохранившихся морских отложений определяют, на каких глубинах происходило накопление осадков и, следовательно, каковы были первоначальные уклоны и рельеф морского дна, какова была общая палеогеографическая обстановка во время морской трансгрессии. Сравнивая предполагаемый рельеф и уклоны морского дна с наблюдаемым в настоящее время рельефом морской абразионно-аккумулятивной поверхности, ее уклонами и абсолютными высотами, устанавливают характер и амплитуду новейших тектонических движений.

Флювиальные поверхности в областях опускания обычно представлены аккумулятивными (аллювиально-пролювиальными) равнинами. В областях же, испытывающих преимущественно поднятие, возникают эрозионные террасы, которые при благоприятных условиях вследствие боковой эрозии рек расширяются, сливаются друг с другом и образуют эрозионные равнины. Подобный процесс особенно интенсивно происходит в странах с семиаридным климатом, где по периферии горных массивов формируются педименты, или скалистые предгорные равнины.

ны. Их продолжением в сторону прилегающих понижений являются аккумулятивные равнины, а в глубь гор — поверхности речных террас. Вследствие поднятий старые педименты расчленяются, а по выдвинувшейся вперед периферии областей поднятия во время относительного тектонического покоя возникают новые педименты.

Высоко приподнятые и расчлененные флювиально-эрозионные поверхности в горах опознаются благодаря тому, что они плоскоравнинны, срезают породы различного литологического состава и несут покров речных отложений обычно в виде галечников и конгломератов. Однако чаще всего эти отложения оказываются полностью или почти полностью размытыми и только тщательные поиски помогают в конце концов обнаружить сохранившиеся местами галечные россыпи и одиночную гальку.

Изучение формы, окатанности и размеров галек, сравнительный анализ галечного материала древних поверхностей и современного аллювия вместе с другими (морфографическими, морфометрическими, геологическими) данными позволяет установить условия образования поверхностей флювиального выравнивания, их первоначальное распространение, уклоны и высоту, степень последующих преобразований в результате поднятий и расчленения.

Денудационные поверхности выравнивания образуются в результате эволюции склонов и отличаются наиболее широким территориальным охватом. Склоновые процессы сопряженно с флювиальными процессами с течением времени неизбежно приводят к выполаживанию и снижению склонов и к образованию в конечном счете вторичной пологоволнистой равнины.

Тип и интенсивность склоновых процессов очень сильно зависят от климатических условий, определяющих характер выветривания и агентов перемещения рыхлого выветрелого материала на склонах. В условиях теплого и жаркого гумидного климата большую роль играет химическое выветривание, в результате которого образуется мелкоземистая кора выветривания, богатая глинистыми частицами. Выполаживание склонов под воздействием склонового стока (делювиального процесса) затруднено благодаря сильно развитому растительному покрову. Здесь совершаются преимущественно оползневые и медленные оплывные (дефлюкционные) смещения богатого коллоидами рыхлого материала, отличающегося большой подвижностью (пластичностью) вследствие того, что он постоянно или периодически находится в сильно увлажненном состоянии. Дополнительным фактором пенепленизации рельефа служит химическая денудация, т. е. вынос вещества со склонов и водоразделов в растворенном состоянии с поверхностными и подземными водами. Этому также способствуют климатические условия и характер выветривания, при котором возникают вещества, легко пе-

рсходящие в водный раствор. Выравнивание рельефа при этом сопровождается понижением вершин водоразделов и выполаживанием склонов. В результате длительной денудации образуется рельеф типа *пенеплена*. Его диагностические признаки следующие: сглаженный увалистый, холмистый, сопочный или мелкогорный рельеф, расчлененный сетью хорошо выработанных эрозионных форм с широкими днищами и пологими выпукло-вогнутыми склонами. Ослабленность процессов денудации на заключительных этапах развития пенеплена выражается в образовании чехла сингенетичных рыхлых отложений, перекрывающих коренные породы. На водораздельных формах это — кора выветривания, на склонах — делювий и оплывные накопления, а в долинах — аллювий. Породы несут на себе сильный отпечаток глубокого разложения в условиях влажного теплого или жаркого климата с образованием коры выветривания красноцветного и каолинового типа.

Участки древнего пенеплена после его поднятия или изменения климатических условий обычно плохо сохраняют свой первоначальный рельеф, так как они подвергаются последующему расчленению и общей денудации. В первую очередь переотлагаются или уносятся прочь рыхлые отложения и на поверхность выступают коренные породы, которые в изменившихся условиях подвергаются новым процессам разрушения и размыва. В этом случае по сохранившимся обрывкам древнего пенеплена и даже по отдельным вершинным поверхностям горных форм реконструируют, насколько возможно, хотя бы рельеф кровли невыветрившихся коренных пород, который можно рассматривать как приближенно отвечающий рельефу древнего пенеплена.

Для выяснения морфологии, условий и способа образования пенеплена необходимо изучить кору выветривания и рыхлые отложения. Как бы ни была высока вероятность их размыва, должны быть предприняты поиски остатков этих отложений, которые обычно сохраняются в первоначальном или в переотложенном виде в некоторых понижениях.

Не следует думать, что реликты древнего рельефа с остаточной корой выветривания свидетельствуют об очень высокой степени пенепленизации земной поверхности. Формирование мощных остаточных кор выветривания, требующих окислительной обстановки, было возможно только выше горизонта грунтовых вод, т. е. в условиях хорошего дренажа. Это значит, что при мощности коры выветривания 100—200 м рельеф должен был иметь глубину расчленения до нескольких сотен метров. Только густой лесной покров мог предохранить материал выветривания от механического удаления.

В условиях аридного и семнаридного климата интенсивно развивается физическое выветривание. Возникающий при этом обломочный материал на относительно крутых склонах быстро

смещается вниз, а на более пологих склонах медленно сползает под воздействием силы тяжести и других сопутствующих факторов (попеременного нагревания и охлаждения обломков и др.). Периодически выпадающие атмосферные осадки производят большую рельефообразующую работу, смывая обломочный материал с вершин склонов и отлагая его в понижениях. Этому в значительной степени способствует слабое развитие растительного покрова, который не оказывает регулирующего влияния на склоновый сток и не закрепляет почву от поверхностного смыва.

Под воздействием этих факторов в странах с засушливым климатом крутые отрезки склонов отступают преимущественно параллельно самим себе. Одновременно у их подножий на уровне прилежащей равнины формируются пологие вогнутые поверхности (педименты), которые постепенно разрастаются, сливаются друг с другом, образуя выровненный рельеф — *педиплен*. Педипленизация сопровождается образованием ландшафта островных гор, которые представляют собой останцы первоначального возвышенного рельефа, еще не вполне разрушенного в результате расчленения и попятного отступления склонов.

Из сказанного ясно, что педипленизация приводит к своим особым типам геоморфологического ландшафта. Для него характерны длинные прямые или слабо вогнутые очень пологие склоны (педименты), которые вниз переходят в поверхности террас или аллювиально-пролювиальных равнин, а сверху ограничены более крутыми короткими вогнутыми склонами, местами уступами прилегающих возвышенностей или гор. В центральных частях водораздельных участков наблюдаются останцовые, округлые в плане сопки, холмы, горные вершины, обычно с резко очерченной вершиной и крутыми вогнутыми склонами. В сторону горного массива останцовые вершины становятся выше, крупнее, площади расположенных между ними педиментов уменьшаются, тогда как с удалением от горного массива останцовые вершины делаются мельче, ниже, а педименты, расширяясь в площади, сливаются в единую поверхность педиплена. Характерно, что педиплены почти с поверхности сложены коренными породами, поверх которых совершается главным образом транзит обломочного материала в сторону прилегающих понижений. Хотя после поднятия и расчленения рельефа отмеченные диагностические признаки могут быть во многом утрачены, все же сохранившиеся документы обычно позволяют установить, что образование поверхностей выравнивания совершалось путем педипленизации¹.

¹ Охарактеризованные два основных типа поверхностей денудационного выравнивания не следует резко противопоставлять друг другу. В зависимости от конкретных геолого-географических условий развития склонов и выравнивание рельефа могут совершаться по-разному, нередко совмещая в себе черты педипленизации и педипленизации.

Общая особенность генезиса поверхностей денудационного выравнивания заключается в том, что их формирование протекает сопряженно с деятельностью водных потоков, которая, в свою очередь, зависит от положения и колебания общего базиса эрозии, т. е. уровня моря. Морфологическим следствием этого является переход денудационных поверхностей в эрозионные и аккумулятивные флювиальные поверхности (площадки речных террас, аллювиально-пролювиальные равнины), которые далее сливаются с абразионно-аккумулятивными поверхностями морских террас и равнин.

Таким образом, морские, флювиальные и денудационные поверхности могут парагенетически переходить друг в друга, образуя единую денудационно-аккумулятивную поверхность, которую Б. Л. Личков называет низовой, а Ю. А. Мещеряков — базисной, так как ее развитие контролируется положением общего базиса эрозии.

Образование базисной поверхности знаменует крупный этап в развитии рельефа обширной территории, обусловленный определенным режимом тектонических движений (например, длительным периодом относительного тектонического покоя). Поэтому ее опознавание — одна из важных задач геоморфологических исследований.

При этом основным служит метод прослеживания участков поверхности различного генезиса с наблюдением их взаимных переходов друг в друга, доказывающих единство и базисный характер всей поверхности.

В горах встречаются каровые и альтипланационные выровненные поверхности, которые обычно легко опознаются по их своеобразным морфологическим и геологическим признакам. Затруднения возникают, когда базисные поверхности в результате поднятий оказываются высоко на вершинах гор, расчленены эрозией на отдельные небольшие по площади участки и подверглись переработке морозно-солифлюкционными или горно-ледниковыми агентами. В этом случае первоначальный генезис поверхности выравнивания бывает замаскирован. Истинную ее природу устанавливают посредством изучения и прослеживания сохранившегося выровненного рельефа с поисками геолого-геоморфологических реликтов (например, коры выветривания хотя бы в переотложенном виде).

В высоко приподнятых горных странах очень велика возможность полного расчленения древних поверхностей выравнивания и замещения их молодым горноэрозионным и горноледниковым рельефом.

В таких горах рельеф вершинной части молодой, тогда как на низких уровнях ближе к периферии могут сохраниться реликты древних поверхностей выравнивания.

ИЗУЧЕНИЕ КОРРЕЛЯТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ

Возраст поверхности выравнивания или время ее образования соответствует тому отрезку времени, в течение которого совершилась планация рельефа, определившая генетический тип данной поверхности. Для абразионных или эрозионных равнин это — время морской абразии или речной эрозии, для денудационных поверхностей — соответственно время разветывания тех склоновых процессов, главным образом плоскостного смыва и массовых медленных перемещений рыхлого материала, под воздействием которых в основном завершилось выравнивание первоначального, более резкого рельефа. За верхний возрастной рубеж нередко принимают время нового поднятия и следующего за ним врезания.

Такой принцип позволяет подходить к выяснению возраста каждого участка поверхностей выравнивания дифференцированно, сопоставлять их между собой в возрастном отношении, констатировать широкое распространение ярусов выровненного рельефа, возникших в разное время. Однако практически определение возраста поверхностей выравнивания осложняется тем, что сглаживание рельефа происходит в течение очень длительного времени и продолжается даже после поднятия и расчленения данной поверхности.

Для определения возраста поверхностей выравнивания наиболее широко применяют метод изучения соотношений выровненного рельефа с подстилающими и перекрывающими отложениями, метод коррелятных отложений, метод морфологической увязки (корреляции) поверхностей выравнивания с другими элементами и формами рельефа (см. гл. 9).

При выяснении истории развития горного рельефа и определении возраста поверхностей выравнивания очень велико значение метода коррелятных отложений. Особый интерес представляют те участки горных областей, в которых в течение всего или значительного отрезка времени развития рельефа происходило улавливание сносимого с гор рыхлого материала. Наилучшие условия для длительного накопления осадков (молассов) создаются в предгорных и межгорных впадинах. Непосредственному изучению эти осадки оказываются доступными, если произойдут поднятия, врезание долин с выводом на дневную поверхность молассовых толщ.

Изучение гранулометрического и вещественного состава коррелятных толщ позволяет выделить в них серии осадков, которые накапливались в условиях сильно сглаженного и сниженного рельефа. Отличительные признаки таких осадков: топкозернистость, выветрелость материала, присутствие сильно выветрелых переотложенных компонентов (переотложенной коры вывет-

ривания), прослон органогенных и хемогенных осадков (преимущественно в морских отложениях), постепенный переход вверх или вниз по разрезу во все более и более грубозернистый и далее грубообломочный материал, который накапливался в то время, когда существовал сильно расчлененный горный рельеф.

В коррелятивной толще может быть запечатлено несколько эпох планации рельефа, чередующихся с эпохами поднятия и расчленения гор, причем не все поверхности выравнивания сохраняются до настоящего времени. Необходимо установить, каким сериям осадков отвечают, т. е. одновозрастны с ними, уровни поверхностей выравнивания. Эта задача решается сравнительно просто в том случае, когда и в существующем рельефе, и в коррелятивной толще зафиксирован один продолжительный этап пенепленизации. При нескольких поверхностях выравнивания корреляцию осадков и рельефа осуществляют путем прослеживания геоморфологических уровней и геологических разрезов на большом протяжении от гор в сторону предгорных и межгорных впадин, изучения их фациальных переходов.

Следует иметь в виду, что не всякая смена грубообломочных осадков вверх или вниз по разрезу более тонкозернистыми свидетельствует о выполаживании рельефа или, наоборот, об усилении его контрастности. Только в том случае, когда коррелятивные отложения имеют большую мощность и в них обнаруживается общее изменение характера осадков вверх или вниз по разрезу, когда продолжительность накопления осадков сопоставима с продолжительностью крупных преобразований рельефа, допустимо истолкование таких разрезов как результат изменения геоморфологических условий.

Но и в последнем случае нужно соблюдать большую осторожность, так как на режим осадконакопления большое влияние оказывают еще климатические условия и растительность. Появление в разрезе галечников может указывать на изменение климата в сторону сухости или похолодания. Особенно много грубообломочного материала выносится с гор и отлагается у их подножия в пустынных и гляциальных районах. Геоморфологам и геологам еще предстоит более основательное изучение вопроса о влиянии рельефа на режим осадконакопления в различных климатических условиях, с тем чтобы иметь более достоверные критерии для палеогеоморфологических реконструкций.

Одна и та же поверхность выравнивания может оказаться на разных высотах и тем создать представление о множественности уровней планации. Чаще всего это происходит по следующим причинам: 1) пенеплен своеобразно деформирован новейшими тектоническими движениями и глубоко расчленен эрозионной сетью; сохранившиеся на разных высотах остатки единого пенеплена можно по ошибке принять за лестницу разновозрастных поверхностей выравнивания; 2) пенеплен дефор-

мирован не только плавными, но также разрывными тектоническими движениями; 3) поверхность выравнивания разделена уступом или уступами в местах выходов на поверхность особенно прочных пород.

Для того чтобы не сделать ошибки в решении вопроса о множественности поверхностей выравнивания, пужно изучить уступы между ними, исключив или подтвердив возможность их образования указанными выше способами. Плановые очертания уступов, ориентировка их преимущественно согласно направлениям древней и современной долинной сети вкрест простираения горных пород и безотносительно к расположению линий дизъюнктивных дислокаций ясно свидетельствует о чисто эрозионном и денудационном происхождении уступов. Следовательно, о существовании нескольких поверхностей выравнивания в исследуемой территории можно говорить лишь в том случае, когда эти поверхности имеют разный возраст, а время их образования было разделено эпохами глубинной эрозии и расчленения рельефа.

Как ясно из сказанного, по количеству ярусов поверхностей выравнивания, их деформациям, высотному положению и уклонам можно судить о морфологии и размерах новейших структур, о знаке, интенсивности и амплитуде движений со времени образования данной поверхности.

Наглядное представление о новейших структурах дает *карта морфоизогипс*, проведенных по реликтам одновозрастных поверхностей выравнивания. Для полноты изображения морфоизогипсы проводят и там, где поверхности выравнивания были опущены и перекрыты более молодыми рыхлыми отложениями, для чего привлекают описания обнажений, буровых скважин, результаты изучения глубинных геологических горизонтов методами геофизической разведки. Когда на одной и той же территории имеется несколько поверхностей выравнивания различного возраста, пользующихся достаточно широким распространением, морфоизогипсы проводят по каждому уровню и, сравнивая их между собой, получают представление об изменениях (развитии) структур с течением времени (рис. 52).

Построив карту морфоизогипс восстановленной поверхности денудационного выравнивания или аккумулятивной поверхности, можно затем составить карту эрозионно-денудационного сноса (см. гл. 6). Изолинии сноса или среза на этой карте будут более точно характеризовать степень эрозионно-денудационной переработки рельефа, чем в том случае, когда такие изолинии проводят по одним только морфометрическим данным, т. е. путем построения карты обобщенных горизонталей, без учета сохранившихся на вершинах реликтов древних денудационных или аккумулятивных поверхностей. Опыт построения подобной карты выполнил К. В. Курдюков (1962), который предложил для изо-

линий равного сноса или среза термин «изотемны» (рис. 53).

При геотектоническом анализе карты морфоизогипс необходимо помнить, что восстановленный рельеф поверхностей выравнивания отражает собой не только дифференцированные тектонические движения, но также основные неровности, которые были свойственны ему до начала поднятий и расчленения.

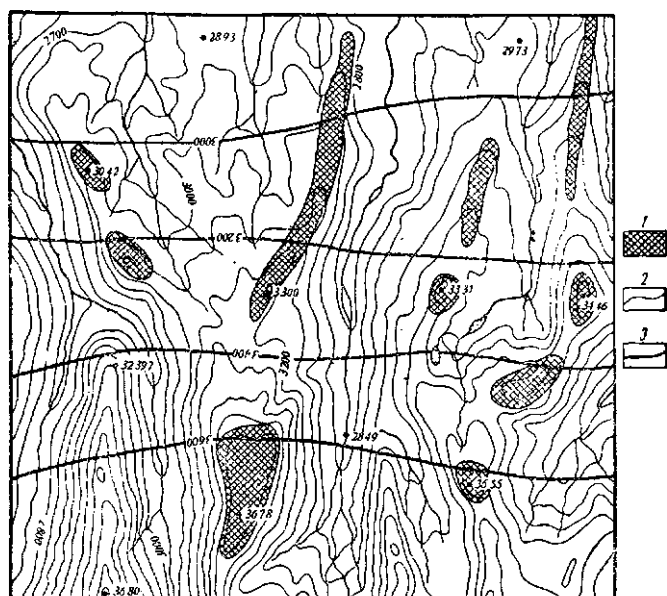


Рис. 52. Обобщенные изогипсы поверхностей выравнивания (по К. В. Курдюкову):

1 — остатки поверхностей выравнивания; 2 — горизонтали; 3 — обобщенные изогипсы поверхностей выравнивания

Чем крупнее были эти неровности и чем меньше был размах движений, тем менее точно карта морфоизогипс отражает морфологию тектонических структур. И наоборот, чем сильнее был предварительно выровнен рельеф и чем больше была амплитуда дифференцированных движений земной коры, тем точнее структуры передаются на карте. Поэтому наиболее хорошие результаты метод морфоизогипс дает при изучении неотектоники в возрожденных горах типа Тянь-Шаня, где рельеф первоначально, в платформенную стадию развития, был сильно выровнен, а последующие движения земной коры достигали очень большой амплитуды (порядка нескольких тысяч метров).

Следует далее иметь в виду, что хотя изменение интенсивности и знака движений земной коры является решающим, по-

всемирно действующим фактором образования поверхностей выравнивания, все же не исключена возможность возникновения отдельных ярусов или участков плоского рельефа без непосредственного влияния тектоники. Ярусность рельефа может сложиться в результате многообразных и пока еще недостаточно

изученных процессов разрушения гор, сопровождаемых неоднократной перестройкой эрозивной сети, образованием новых систем долин и отмиранием старых, борьбой отдельных водосборов и целых долинных систем за области грунтового и поверхностного питания, неоднократными изменениями не только темпа, но и направления процесса эрозии и денудации на отдельных участках местности. Важным фактором перестройки рельефа являются структурно-литологические условия, которые по мере срезания рельефа и выхода на дневную поверхность все более глубоких структурно-петрографических ярусов создают изменяющуюся с течением времени обстановку для деятельности эрозионно-денудационных агентов. Поэтому в горах могут образоваться участки выровненного рельефа, располагающе-

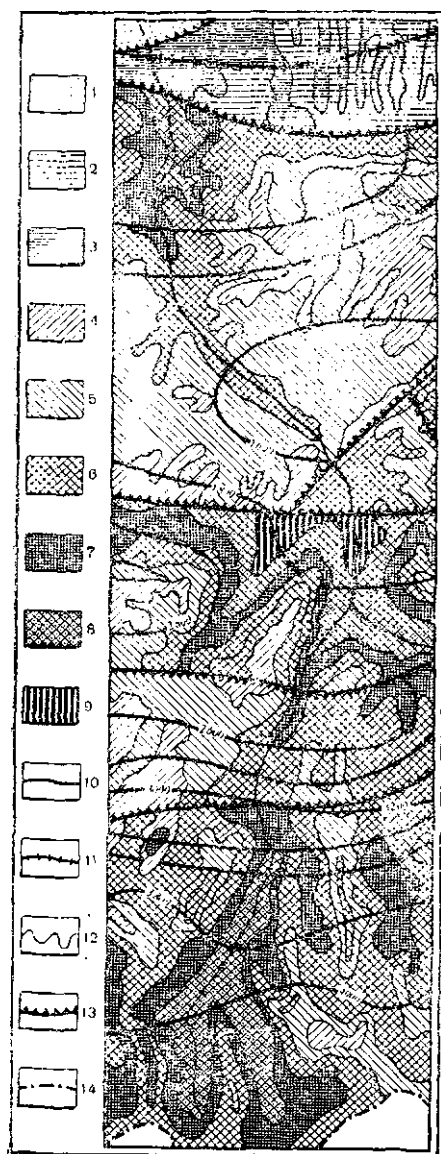


Рис. 53. Изотермы одного из участков горной реки и изменения их конфигурации в зависимости от неотектоники пересекаемого рекой района (по К. В. Курдюкову).

Глубины вреза:

в средне- и верхнечетвертичную аккумулятивную поверхность: 1 — от 0 до 20 м; в неоген-древнечетвертичную аккумулятивную поверхность; 2 — от 0 до 50 м; 3 — от 50 до 200 м; в донеогеновую поверхность выравнивания; 4 — от 0 до 50 м; 5 — от 50 до 200 м; 6 — от 200 до 500 м; 7 — от 500 до 800 м; 8 — от 800 до 1100 м; 9 — от 1100 до 1400 м; 10 — изогипсы донеогеновой поверхности выравнивания; 11 — изогипсы неоген-древнечетвертичной аккумулятивной поверхности; 12 — изотермы; 13 — разломы, выраженные в рельефе; 14 — границы района

гося на разных гипсометрических уровнях и привязанного к местным базисам денудации.

Отдельные ярусы и участки плоского рельефа могли возникнуть также в связи с изменениями климата, которые должны были вызвать не только перестройку продольного профиля рек, но частично и рельефа междуречий, особенно, если для этого был достаточный срок. В фазу избыточного твердого стока рельеф выполаживался, возникали аккумулятивные поверхности террас, сопряженных с делювиальными чехлами на склонах, в фазу же избыточного жидкого стока, наступавшую вслед за первой, происходило врезание рек и общее расчленение (омоложение) рельефа. Такие изменения режима стока могли совершаться в течение четвертичного времени, когда наблюдалось чередование ледниковых и межледниковых, засушливых и плювиальных эпох, а также в течение кайнозоя в связи со сменой влажного жаркого климата палеогена более холодным климатом четвертичного времени.

Возможность существования подобных поверхностей, а также поверхностей структурно-денудационного происхождения следует учитывать при анализе ярусного рельефа и построении различных далеко идущих выводов об истории и условиях развития рельефа, о характере тектонических движений.

ИЗОБРАЖЕНИЕ ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ НА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

Поверхности выравнивания органически входят в состав нагрузок общих геоморфологических карт аналитического типа и выделяются в соответствии с общими принципами построения этих карт по генетическому, возрастному и морфологическому признакам. Кроме того, рекомендуется составлять особые (частные) карты поверхностей выравнивания разных масштабов (см. решение 2 пленума Межведомств. геоморфол. комиссии в кн. «Проблемы поверхностей выравнивания», 1964).

По происхождению можно различать следующие генетические категории поверхностей выравнивания.

По общим геотектоническим условиям поверхности выравнивания разделяются на *платформенные*, т. е. формировавшиеся в условиях платформенного режима движений земной коры, и *орогенические*, формировавшиеся в условиях горообразования. И те, и другие возникали во время относительного затишья тектонических движений, но в платформах состояние относительного тектонического покоя — это нормальное состояние структуры, а в орогенических зонах оно лишь этап на фоне длительного устойчивого поднятия.

По экзогенным факторам различаются «низовые», или «базисные», поверхности выравнивания: абразионные, флювиально-

эрозионные, денудационные и поверхности «верховые», или «надбазисные», ледниково-эрозионные (каровые), морозно-солифлюкционные (альтипланационные). Последние в полярных и субполярных областях спускаются до уровня базисных поверхностей. Денудационные поверхности выравнивания, в свою

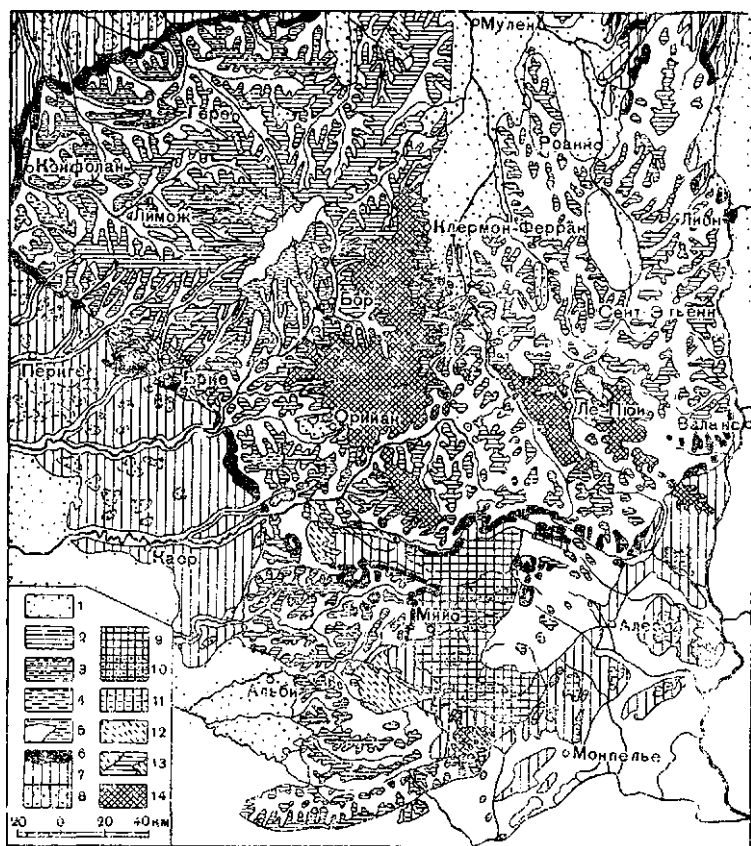


Рис. 54. Поверхности третичной денудации Центрального Французского массива (по Э. Мартону):

1 — бассейны и равнины с третичными отложениями; 2 — третичные денудационные поверхности (в основном палеогеновые); 3 — неогеновая денудационная поверхность; 4 — поверхность, вероятно, сивелировавшая в до третичное время (в меловом периоде); 5 — более древние участки рельефа (частью происшедшие из послегерцинской денудационной поверхности), избежавшие третичной пенспленизации; 6 — послегерцинская денудационная поверхность; 7 — мезозойский покров; 8 — то же, с континентальными осадками третичной денудационной поверхности; 9 — карстовые плато Гран-Косс; 10 — то же, с третичными осадками неогеновой денудационной поверхности; 11 — третичные выравнивающие поверхности нижнего Лагедока; 12 — пермский бассейн; 13 — то же, с признаками третичной денудационной поверхности; 14 — вулканические покровы

очередь, подразделяются на образования типа пенеплена и типа педиплена, представляющие наиболее широкий общий интерес. Именно их следует называть поверхностями выравнивания в узком смысле этого термина.

Как уже было сказано, поверхности выравнивания в широком толковании этого термина состоят из парагенетически взаимосвязанных денудационных и аккумулятивных элементов (полигенетические поверхности, по Ю. А. Мещерякову). Поэтому на картах поверхностей выравнивания необходимо также изображать аккумулятивные поверхности (равнины, террасы) различного происхождения: морские, аллювиальные, пролювиальные, делювиальные и пр.

Генезис поверхностей, как и на общих картах, целесообразно обозначать цветным фоном, а возраст — интенсивностью цветного фона. Для более наглядного выделения основных этапов развития рельефа цветным фоном можно обозначить возраст единых денудационно-аккумулятивных поверхностей, а штриховкой — их генезис.

Структурные поверхности выделяют не в качестве самостоятельных, а как элементы более обширных денудационных поверхностей определенного возраста и генезиса, применяя для этого штриховку. Также штриховкой выделяют остатки кор выветривания разного типа и возраста.

Отдельные элементы и формы рельефа, генетически связанные с поверхностями выравнивания, обозначают линейными и немасштабными условными знаками. Сюда относятся денудационные, эрозионные, абразионные уступы, останцы, педименты и пр. Пример карты поверхностей выравнивания представлен на рис. 54.

ИЗУЧЕНИЕ ЭРОЗИОННОГО РЕЛЬЕФА

Эрозионный рельеф, формируемый в результате расчленения земной поверхности постоянными и временными водотоками, можно рассматривать как сочетание склоновых и донных элементов эрозионных форм, контролируемых взаимосвязанными склоновыми и флювиальными процессами.

ОСНОВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КАТЕГОРИИ ЭЛЕМЕНТОВ
ЭРОЗИОННОГО РЕЛЬЕФА

Рельеф, обусловленный склоновыми процессами

Рельеф земной поверхности можно представить как сочетание разнообразных по своему строению и происхождению склонов, развитие которых составляет существенную часть истории развития рельефа в целом. Первоначальное заложение склонов происходит под воздействием различных эндогенных и экзогенных процессов (тектонических, вулканических, водноэрозионных, абразионных и др.). Эти процессы далеко еще не определяют развитие склонов и не объясняют все многообразие их форм. Следует дополнительно различать специфические склоновые процессы, которые отличаются тем, что они: 1) совершаются на уже существующих склонах, т. е. наклонных участках поверхности литосферы, возникающих указанными выше способами; 2) воздействуют не на отдельные линейные элементы склонов, а на всю их поверхность; 3) осуществляются под решающим непосредственным или косвенным влиянием силы тяжести, вызывая с течением времени общес закономерное выполаживание склонов.

Под воздействием склоновых процессов рыхлый материал удаляется в верхней части склонов, перемещается и отлагается в их нижней части или у подножия. В соответствии с этим возникают свои склоново-денудационные и склоново-аккумулятивные формы и элементы рельефа, а также особые склоновые отложения.

Рельеф, обусловленный склоновыми процессами, можно разделить на гравитационный, формируемый под преобладающим влиянием силы тяжести, и делювиальный, формируемый под влиянием неруслового склонового стока. Названным категориям склонов отвечают гравитационные и делювиальные отложения (Золотарев, 1956; Николаев, 1946, 1947; Шанцер, 1966).

Гравитационный рельеф, в свою очередь, следует подразделять на рельеф, созданный: а) быстрым движением (падением и перекачиванием) несвязного обломочного материала; б) скольжением и смещением блоков горных пород; в) мед-

ленным массовым движением несвязного крупнообломочного материала; г) оплывным и быстрым плавунным движением мелкоблочного и глинистого материала.

Рельеф, созданный быстрым движением (падением и перскатыванием) несвязного обломочного материала, подразделяется на обвальный, осыпной и лавинный.

Обвальный рельеф возникает в результате катастрофического обрушения крупных массивов или блоков горных пород, сопровождаемого их распадением (дроблением) на более мелкие части. Обвалы наблюдаются на высоких крутых склонах с углом падения более $30\text{--}35^\circ$ (т. е. больше угла падения осыпи). Их формированию способствуют сильная трещиноватость горных пород, падение пластов в направлении склона, интенсивное физическое или химическое выветривание, естественное увеличение крутизны склона, сейсмические толчки.

Верхняя часть обвального склона представляет собой стенку срыва — крутой или отвесный уступ (обрыв), сложенный непосредственно с поверхности материнскими горными породами. Нижняя часть склона и его подножие — это обвальный шлейф со снижающейся очень неровной неправильно бугристой и холмистой поверхностью, которая образовалась вследствие неравномерного нагромождения обвальных масс.

Пластика обвального рельефа зависит от высоты склонов, петрографического состава пород, объема низвергнувшихся блоков. В горах наблюдаются высокие обвальные склоны с резко холмистыми шлейфами, часто сложенные скальными породами. На равнинах обвальные склоны встречаются редко, имеют небольшие размеры, сложены преимущественно рыхлыми породами, а их шлейфы неправильно бугристые.

Обвальные отложения состоят из обломков тех же горных пород, которые выступают в стенках срыва. Массивные породы дают глыбовые нагромождения («каменный хаос»), а сланцы и слоистые осадочные породы — щебнисто-суглинистые образования. Обломки имеют самые различные размеры, достигая величины крупных глыб и блоков. Форма их угловатая, нередко отвечающая тектоническим, диagenетическим отдельностям или отдельностям выветривания, расположение в общей массе беспорядочное (хаотическое).

Осыпной рельеф образуется вследствие регулярного систематического падения единичных, относительно небольших обломков — продуктов выветривания рыхлых или скальных горных пород. Осыпи, как и обвалы, наблюдаются на крутых склонах с углом падения более $30\text{--}35^\circ$. Их формированию способствуют интенсивное выветривание, естественное или искусственное увеличение крутизны склона.

Верхняя часть осыпного склона представляет собой стенку срыва — крутой уступ или склон, непосредственно с поверхности

сложенный материнскими горными породами. В нижней части склона располагается осыпной шлейф, прямой или слегка вогнутый в продольном профиле. Действующие осыпи в состоянии предельного равновесия характеризуются углами: песчаная 32—33°, мелкощебнистая 35—36°, крупнощебнистая до 40°.

Вследствие неравномерного выветривания скалистых склонов и обрушивания чрезмерно крутых их участков возникают ниши отрыва каменных масс и желоба камнепадов (кулуары). Падающий по желобам материал скапливается у их устья, образуя конусы осыпей, вершины которых растут постепенно вверх, а основание разворачивается полукругом в основании склона. Если желоба камнепадов многочисленны и располагаются близко друг от друга, то отдельные конусы сливаются между собой, образуя сплошной осыпной шлейф. Такие осыпные шлейфы и поднимающиеся над ними стенки срыва очень широко распространены в горах, тогда как на равнине они сравнительно редки и приурочены преимущественно к подмываемым крутобежьям речных долин.

Осыпные отложения по своему вещественному составу и структурным признакам полностью зависят от литологического строения стенок срыва. Пески дают сыпучие песчаные осыпи, рыхлые связные породы (суглинки, лёсс) — осыпи из комковатых отдельностей соответствующих пород. Осыпи плотных скальных пород состоят преимущественно из глыб, валунов и щебня, но в них содержится также примесь мелкозернистого материала — песка, пыли и даже глины. Крупные глыбы сосредоточены в основании осыпей, а более мелкие глыбы и щебень — в ее верхней части. Такое распределение обломков по размерам объясняется тем, что крупные глыбы испытывают относительно меньшее трение. При падении они по инерции катятся на поверхности осыпи гораздо дальше, чем мелкие обломки. В некоторых осыпях, главным образом сланцевых, распределение обломочного материала по крупности не наблюдается. Это объясняется малой прочностью слагающих их горных пород, разбивающихся по пути на более мелкие обломки.

Поверхностный обломочный материал до глубины 40—70 см лежит очень рыхло с зияющими пустотами и отличается подвижностью. В нижних горизонтах обломки уложены более плотно, а полости между ними нередко заполнены относительно мелкими камнями и мелким земом, что делает осыпь наиболее уплотненной и устойчивой.

Форма обломков неправильная, с острыми ребрами и шероховатыми гранями; иногда она приближается к очертаниям более правильных геометрических тел — параллелепипедов, пластовых плит и др. У крупных глыб ребра бывают несколько притуплены. В общей массе обломочный материал осыпи расположен хаотично, но некоторые глыбы своими длинными осями

ориентированы поперек к падению осыпного шлейфа. Это объясняется тем, что при падении такие обломки катятся вниз, вращаясь вокруг длинной оси.

Лавинный рельеф образуется в горах при катастрофическом обрушении обломочного материала и его быстром продвижении в виде потока щебня и глыб по сравнительно узкой ложбине. Развитию такого рельефа способствует большая крутизна склонов, интенсивное выветривание, сейсмические толчки, снежные лавины. Последние являются важным геоморфологическим фактором (особенно лотковые лавины). При падении они увлекают обломочные массы и отлагают их вниз.

В верхней части скалистого горного склона образуются лавинно-денудационные формы — ниши, формы, напоминающие водосборные воронки, линейно вытянутые понижения, сходящиеся в единый канал стока лавины. Уклон ложа щебнистой лавины обычно порядка 40° в верховьях и до 15° и меньше у языка ее. Поверхность языка бывает осложнена вытянутыми вдоль него валиками и грядками.

Снежные лавины выносят обломочный материал на более пологие склоны и даже на прилегающие горизонтальные площадки, где они при таянии образуют лавинные конусы выноса. Последние «имеют по краям высокие гряды обломочного материала, которые обрамляют с боков не только сам конус, но и поднимаются вверх по склону, обрамляя нижнюю часть канала стока. Возникновение этих характерных форм связано с тем, что лавина, скользя по рыхлым, обломочным толщам, создает широкую ложбину в средней части и отжимает в стороны часть обломочного материала, который нагромождается в виде правильных валов. Очень часто на уже совсем плоских днищах долин отдельные участки лавинного пути напоминают поверхности широкой автостреды, у которой на месте дорожных канав (кюветов) располагаются валы из обломочного материала»¹.

Лавинные отложения представлены неслоистыми и несортированными скоплениями глыб и щебня с примесью более мелких обломков и частыми включениями огромных глыб. Они во многом напоминают отложения обвалов и осыпей.

Рельеф, созданный скольжением или смещением блоков горных пород, подразделяется на оползневой и отседания.

Оползневой рельеф привлекает большое внимание исследователей, особенно инженеров-геологов, и классифицируется по разным признакам. Основными генетическими категориями оползней являются оползни-блоки и оползни-оплывины, хотя наряду с ними возможно выделение и других типов оползней с учетом более детальных их признаков.

¹ Тушинский Г. К. Лавины М., Географгиз, 1949, стр. 177.

Оползни-блоки образуются при скольжении блоков и пакетов осадочных пород, сохраняющих при движении и в оползшем состоянии нормальную последовательность напластования. Такие блоки смещаются друг относительно друга и все вместе относительно устойчивой части коренного склона по вогнутым поверхностям скольжения (срыва). Возникновению оползней-блоков способствует большая высота и крутизна склонов ($18-25^\circ$ и больше), участие в их строении наряду с рыхлыми породами слоев скальных и полускальных пород (известняков, песчаников, мергелей и др.), наличие водоупорных глинистых и водоносных горизонтов, особенно в основании склонов, сильная трещиноватость пород.

Верхняя часть оползневого склона представляет собой стенку срыва в виде обрыва или несколько сложенного откоса, которая в плане обычно более или менее прямолинейная или описывает пологие дуги, ограничивая отдельные оползневые цирки. Ниже располагается деформированная часть оползня, где блоки смещаются, свободно соскальзывая вниз под влиянием собственного веса. Рельеф здесь резко ступенчатый с неровными, наклоненными в глубь склона площадками и уступами срыва отдельных блоков. Самые крупные ступени — террасовидные; они прослеживаются на значительном расстоянии вдоль склонов.

В нижней (детрузивной) части оползневого тела, где смещения происходят под напором движущихся сверху масс, образуются формы оползневого смятия, скалывания и надвигания в виде неправильных валов, бугров и ступеней. Впереди фронта оползня нередко наблюдается бугор выпирания, сложенный антиклинально вшпунченными породами подножия склона.

Оползни-оплывины возникают в результате смещения главным образом суглинков и глин, которые при насыщении поверхностными и подземными водами теряют устойчивость и оползают в виде сильно раздробленной разжиженной массы. Их образованию способствуют достаточная крутизна склона (15° и больше), залегающие на поверхности суглинки или глины с водоносным горизонтом в их основании, обильное поверхностное увлажнение.

Стенка срыва в плане обычно очень извилиста, описывает дуги и полуокружности, которые обособляют четко выраженные оползневые цирки. Поверхность оплывины имеет неровный, очень drobный и сложный микрорельеф. Бугры, ступени, уступы чередуются здесь с западинами и котловинами, обычно заболоченными или даже покрытыми водой.

По простираанию склонов оползневой рельеф может быть представлен обособленными оползневыми цирками, группами оползневых цирков или же прослеживающимися на значительном протяжении оползневыми зонами (полосами). В зависимости от конкретных условий здесь могут наблюдаться, кроме

оползней-блоков и оползней-оплывин, различные переходные, зачаточные или же, наоборот, более развитые типы оползней, как, например, оползни-потоки, сплывы, небольшие оползневые срывы и пр.

Оползневые отложения самостоятельного типа (деляпсий) образуются в результате смещений типа оплывин и потоков. Эти отложения представлены оползневой брекчией, состоящей из перемятых и перемешанных масс горных пород, залегающих в верхней части склона. Для оползней-блоков характерны не особые отложения, а специфические оползневые дислокации в виде складок, сбросов, взбросов, надвигов, ограничивающих или слагающих отдельные оползневые блоки (Краткое полевое руководство . . . , 1957).

Рельеф, обусловленный отседанием (скалыванием) глыб или блоков горных пород на склонах, был описан рядом советских исследователей (Е. И. Сахарова, Н. И. Соколов, С. С. Коржуев). Он образуется в результате отклонения в сторону долины глыб горной породы, отделенных трещинами от коренного массива; помимо наклона глыбы не испытывают никакого смещения вдоль трещины ни в горизонтальном, ни в вертикальном направлении.

Явлению отседания способствуют достаточная крутизна склонов (30° и больше), наличие в породах тектонических трещин или трещин «бокового отпора», интенсивное физическое и химическое выветривание, карстово-суффозионные процессы, смыв, обрушение и оплывание обломочного материала. При особо благоприятных обстоятельствах отседание может наблюдаться и на сравнительно пологих склонах ($10\text{--}30^\circ$). Существующие трещины расширяются, сначала под воздействием выветривания, а затем вследствие расклинивающего действия проникающего в трещины делювиального и солифлюкционного материала. Отседание склонов может протекать открыто, когда наблюдаются голые столбы, отделенные зияющими трещинами, полузакрыто — когда на покрытом делювием склоне развиваются валы и рвы отседания, расположенные над столбами и трещинами отседания, и скрыто — когда присутствие отседания в рельефе не отражается (Соколов, 1957). При открытом отседании столбы отклоняются до 20° от вертикали, а в закрытом виде до $25\text{--}30^\circ$ и даже 45° .

Какие-либо специфические отложения при отседании склонов не образуются. В разрезе явления отседания опознаются по указанным выше нарушениям первоначального залегания горных пород, по расклинивающим трещинам, заполненным снесенным сверху обломочным материалом.

Рельеф, созданный медленным массовым движением несвязного крупнообломочного материала, можно разделить на развивающийся в условиях аридного и семиаридного климата при резких колебаниях температур и развивающийся преимущест-

венно в умеренном и холодном климате при наличии сезонной или вечной мерзлоты.

Рельеф, обусловленный медленными массовыми движениями обломочного материала в условиях аридного и семиаридного климата, отличается широким зональным распространением. Его формированию способствуют интенсивное, преимущественно физическое выветривание скальных пород, распадающихся при этом на отдельные обломки, и резкие колебания температуры обломочного материала, который вследствие собственного веса и ритмических колебаний объема медленно движется вниз по склонам. Подобные движения в бедных растительностью, особенно во вполне аридных, но также и в семиаридных областях могут происходить в сухом виде, без помощи воды. Там это господствующая форма сноса на склонах крутизной менее 25° , если только смыв стекающими дождевыми водами не вызывает более быстрое и полное удаление продуктов подготовки (В. Пенк, 1961).

В верхней части склонов под влиянием выветривания происходит подготовка материала для денудации. Удаление этого материала на склонах совершается в виде медленно движущихся каменных покровов и таким образом имеет плоскостной характер. Ниже каменные потоки сосредоточиваются в ложбинах, и удаление материала становится линейным. Эти ложбины служат каналами движения каменных потоков постоянно увеличивающегося веса. На покатостях с углом падения до $2-3^\circ$ признаки движения еще ясны. Отсюда следует, что накопившийся материал должен смещаться вниз и снос должен происходить, пока местность имеет склоны с падением более $2-3^\circ$.

Камнепотоковые отложения аридных областей представлены несортированной смесью обломков весьма различного размера от глыб до песка и пыли. В направлении сверху вниз по склонам и потокам возрастает количество более мелких частиц, что объясняется непрерывно совершающимся выветриванием материала, его перемешиванием и перетираньем во время движения. В том же направлении первоначально угловатые обломки приобретают более округленную форму.

Рельеф, обусловленный массовыми медленными движениями грубообломочного материала в районах распространения вечной мерзлоты, характерен главным образом для гор, где непосредственно с поверхности залегают скальные горные породы, не прикрытые чехлом мелкозернистых отложений. Образованию россыпи грубых обломков способствует морозное выветривание, а движение продуктов распада облегчается резкими колебаниями температуры и обильным увлажнением деятельного слоя. Подвижность обломков усиливается также благодаря примеси глинистых частиц.

Плащеобразно залегающие на склонах глыбовые продукты

интенсивного морозного выветривания называются курумами. Курумы движутся вниз по склонам в сторону ложбинных понижений, где они образуют каменные или щебневые потоки. Последние сливаются друг с другом и превращаются в каменные реки — подвижные скопления обломочного материала, приуроченные к горным долинам и ложбинам. Интенсивность движений постепенно замирает вниз по долинам с общим выравниванием рельефа и выполаживанием склонов.

Морфология поверхности курумов очень различна. Встречаются «ровные, бугристые, ступенчатые и другие формы курумов. Фронтальная линия (нижняя кромка) курумов также бывает выражена различно. Если курум надвинулся на мягкие грунты, перед фронтом его образуется тормозной вал из собранного в складки грунта. Иногда здесь наблюдаются концентрические валы из глыб. Нередко в краевой части курума крупные глыбы приобретают ориентировку, параллельную его кромке. Очертание фронтальной линии курума в плане обычно фестончатое. Для морфологии каменных рек характерны валы, расположенные в виде концентрических дуг в их фронтальной части. Такие валы образуются потому, что скорость движения осевых частей каменной реки больше, чем краевых частей»¹.

Отложения каменных потоков в холодных областях состоят из несортированных обломков размером от глыб до щебня и примеси песчано-глинистого материала. «Характерной особенностью разреза всех вышеописанных образований является резко выраженное разделение на два слоя: верхний, сложенный крупными глыбами с небольшой примесью щебня и мелкозема, ... и нижний, в котором наблюдается относительно большое содержание мелкозема, дресвы и щебня, иногда суглинки и порой ледяные прослойки»². Сверху вниз по склонам и долинам угловатые продукты выветривания становятся все более окатанными.

Рельеф, созданный оплывными движениями мелкообломочного и глинистого материала (солифлюкционный), можно разделить на дефлюкционный, развивающийся в условиях влажного, умеренного или жаркого климата, и конгелифлюкционный, или криосолифлюкционный³, развивающийся в условиях умеренного и холодного климата при наличии вечной мерзлоты.

Дефлюкционный рельеф развивается в условиях влажного, умеренного или теплого климата, где на поверхности залегает

¹ Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1957, стр. 144—145.

² Там же, стр. 145.

³ Термин «конгелифлюкция» Я. Дылик (J. Dylik, 1952) предложил взамен более общего термина «солифлюкция», под которым целесообразно понимать любые преимущественно медленные оплывные движения (течения) богатых глинистыми частицами почвенно-грунтовых масс. Термин «криосолифлюкция» предложил С. П. Качурии.

подготовленный химическим выветриванием или аккумуляцией покров мелкоземистых образований, содержащих значительную примесь глинистых частиц. Подобный глинистый или суглинистый покров очень медленно движется вниз по склонам. Причинами движения служат сила тяжести, колебания температуры, периодическое то набухание материала и приобретение им некоторых пластических свойств при увлажнении, то его ссыхание. При наличии сезонной мерзлоты наблюдается особенно повышенное увлажнение грунта в весеннее время. Смещения совершаются в самой поверхностной части разреза под сомкнутым растительным покровом без нарушения сплошности дернового горизонта. В. Пленк (1961) называет эти движения связными, а И. П. Герасимов (1941) — оплывными. Они являются наиболее массовыми движениями богатых коллоидами почвенно-грунтовых масс и играют очень большую роль в развитии склонов.

В связи с некоторой неравномерностью дефлюкции на поверхности склонов как в зоне денудации, так и в зоне аккумуляции наблюдаются слабо заметные неровности в виде плоской поперечной к линии падения волнистости и взбугренности, плоских вмятин. Движение затухает при углах наклона земной поверхности менее 5° . Поэтому в основании склонов со временем накапливаются смещенные сверху дефлюкционные массы, которым нередко приписывают делювиальное происхождение.

Дефлюкционные отложения (дефлюксий)¹ по своему минеральному составу, особенно фракции устойчивых тяжелых минералов, отвечают залегающим на вершине склонов материнским горным породам. Наблюдаемые различия легко объясняются выветриванием материала в процессе его смещения и после переотложения. Аналогичные соотношения наблюдаются и в гранулометрическом составе.

Способ образования дефлюксия наиболее ярко сказывается в его текстуре. В разрезе обычно прослеживаются два или более горизонтов, отличающихся друг от друга окраской, количеством включений обломков подстилающих коренных пород, иногда общим гранулометрическим составом. В каждом горизонте, в свою очередь, выделяются более тонкие слоеобразные полосы различной окраски и состава. Границы между горизонтами очень неровные, извилистые и прерывистые. «Слои» смяты в мелкие, нередко лежащие, опрокинутые вниз по склону складки. Толщина «слоев» очень неравномерна — они местами выклиниваются, местами сильно разбухают. Складки отдельных горизонтов и «слоев» сверху вниз по разрезу резко несогласованы между собой. Все это говорит о том, что образование дефлюксия есть результат вязко-пластического движения материала, залегающе-

¹ Термин «дефлюксий» предложен Е. В. Шанцером (1948) для тех отложений, которые дальше выделены под названием криосолифлюкционных.

го непосредственно под земной поверхностью. В различных горизонтах движение происходило с неодинаковой скоростью и в разное время, чем и объясняется его слоистая текстура. Следует заметить, что подобная текстура дефлюкционных отложений не всегда бывает отчетливо выражена и на первый взгляд материал нередко представляется довольно однородным, лишенным каких-либо заметных текстурных признаков.

В тех местах, где поверхностные тонкозернистые породы, обильно насыщаясь водой, превращаются в разжиженные грязевые массы, развиваются быстрые (пльвунные) движения. Подобные явления наблюдаются главным образом на крутых горных склонах во время обильного выпадения дождей, а в районах зимнего промерзания грунтов также в весеннее время.

Пльвунные явления развиваются спорадически на ограниченных участках склонов, но в общем они не приурочены к строго локализованным понижениям и осуществляют плоскостную денудацию рельефа. Формами такой денудации являются разветвляющиеся и мигрирующие мелкие ложбинки и каналы, у нижнего конца которых скапливаются грязевые массы в форме небольших грязевых потоков, покровов и шлейфов. Эти образования отличаются от крупных грязевых потоков, или селей, которые всегда приурочены к горным ложбинам и долинам и представляют собой разновидность флювиальных, а не склоновых форм.

Пльвунные отложения представлены несортированным, преимущественно суглинистым и глинистым, материалом, который содержит примесь песка, дресвы и включения более крупных угловатых обломков. По вещественному составу они полностью отвечают породам, залегающим в верхней части склонов.

Криосолифлюкционный рельеф образуется в условиях вечной мерзлоты. Криосолифлюкции подвержены главным образом глинистые и песчанистые породы, нередко содержащие примесь крупных обломков, включая валуны. Это могут быть ледниковые, морские, речные отложения (т. е. морена, аллювий и пр.) или же продукты морозного и физико-химического выветривания. Важным фактором, резко усиливающим движение рыхлого материала на склонах, служит вечная мерзлота. Расположенный над ней слой сезонного промерзания и оттаивания испытывает резкие температурные колебания, летом находится в сильно увлажненном состоянии и в это время способен смещаться (течь) вниз даже на очень пологих склонах (2—3°).

Как отмечает Т. Н. Каплина (1965), криосолифлюкция зависит от глубины летнего протаивания, т. е. от мощности сезонного слоя. Если мощность этого слоя значительна, то сильно увлажненным оказывается лишь его нижний горизонт, расположенный над водоупорными мерзлыми породами. Выше залегают маловлажные грунты, которые соскальзывают вниз по вечной

мерзлоте монолитными массивами, образуя криосолифлюкционные оползни-оплывины.

Если глубина протавивания невелика, то грунты протаявшего слоя имеют высокую влажность по всему его разрезу и полностью захватываются течением (быстрым или медленным).

При весьма близком залегании вечной мерзлоты и в районах распространения подземных льдов весь сезонпоталый слой может насыщаться водой выше предела текучести. В этом случае развиваются быстрые криосолифлюкционные явления: сплывы, или плывуны. Их образованию способствует большая крутизна склонов (не менее $15-20^\circ$).

Наиболее широко почти на всех склонах распространены медленные течения верхнего слоя грунтовых масс, которые сопровождаются образованием специфических форм криосолифлюкционного микрорельефа: натечных террасок, валов, земляных полос, каменных гирлянд.

Криосолифлюкционные отложения по своему вещественному и гранулометрическому составу в общем соответствуют залегающим выше по склонам материнским горным породам. Некоторые различия могут быть вызваны только выветриванием, почвообразованием и мерзлотными процессами. Сильно изношенные гальки и валуны отсутствуют; преобладают мало изношенные обломки, коэффициент окатанности которых часто ниже 100, так что гистограмма окатанности имеет резко несимметричный вид с максимумом обычно в первых двух разрядах (0—50 и 50—100). Поверхность галек иногда отполирована, но углы стерты мало (Вистелиус, 1960).

В вертикальных разрезах криосолифлюкционных отложений местами наблюдается более или менее отчетливая слоистость и неправильная полосчатость, обусловленная изменениями цвета или гранулометрического состава отдельных слоев и горизонтов, отмечаются прослой и включения гумусового материала и торфа. Часто среди песков можно найти беспорядочно разбросанные в их толще слои глин, псевдослой или линзы суглинка, острогранную гальку и валунчики. Если удастся проследить слоистость, то слои, как правило, бывают разорваны или смяты, иногда собраны в складки и опрокинуты по направлению общего уклона местности. Флюидальная текстура материала обнаруживается также на срезах (расчистках), ориентированных по горизонталям.

Обычно хорошо бывает заметно полосчатое или языкообразное простирание слоев по падению склонов (Ольховик-Клясинская, 1960; Каплина, 1965).

Валуны своими длинными осями ориентированы преимущественно по падению склонов, что указывает направление криосолифлюкционного течения материала, увлекавшего за собой попадавшие на пути обломки. Последние, кроме того, несколько

опрокидываются при смещении, так что они наклонены под углом 20—25° или даже поставлены на голову.

Делювиальный рельеф формируется под воздействием неруслового склонового стока дождевых и талых снеговых вод. Поверхностные воды, стекая вниз по склонам, смывают мелкообломочные и пылевато-глинистые продукты выветривания или аккумуляции предшествующей эпохи и отлагают их в нижней части склонов или у их подножия.

Плоскостной смыв лучше всего проявляется при несомкнутом растительном покрове, слабой связности частиц поверхностных почвенных горизонтов и ливневом выпадении осадков. Подобные условия в естественной обстановке складываются в семиаридных и сходных с ними областях, где длительные засушливые периоды подготовки материала для смыва чередуются с периодами обильного выпадения осадков. В таких местах активный смыв совершается на склонах в 5—10° и даже более пологих. В странах же с хорошо развитым сомкнутым растительным покровом делювиальные процессы подавляются солифлюкционными. Плоскостной смыв (почвенная эрозия) становится решающим фактором рельефо- и пороодообразования лишь там, где под воздействием человека (при распашке земель) резко изменяются естественные почвенно-растительные и гидрологические условия.

В верхней части делювиальных склонов находится зона плоскостного смыва, которая обычно (но не всегда) пологовыпуклая, изборожденная сетью мелких ложбинообразных понижений. В нижней части склонов, если только они не подмыты, располагается зона аккумуляции, или намыва, — делювиальный шлейф с характерной полого-вогнутой поверхностью.

Делювиальные отложения по своему вещественному и гранулометрическому составу зависят от горных пород, слагающих зону смыва, и от угла падения склонов. Они могут варьировать от мелкощебнистых дресвяников до тонких суглинков и глин. На равнинах преобладает суглинистый делювий, а в горах — щебнистые его разновидности. В местностях с засушливым климатом делювий всегда карбонатный, обычно песчанисто-алевритовый, глинисто-алевритовый с примесью и включениями обломков материнских горных пород.

По мере накопления делювий испытывает воздействие выветривания и почвообразования, изменяющих его вещественный и гранулометрический состав и сообщающих ему такие свойства, как вертикальная трещиноватость, иногда хорошая столбчатая отдельность, наличие вертикально ориентированных макропор и др.

Слоистость и сортировка материала в делювии отсутствуют или выражены очень слабо. Иногда наблюдается тонкая параллельная склону слоистость. Особенно хорошо заметна она в от-

носителем грубых разностей, благодаря чередованию слоев резко различного механического состава. В тонких суглинистых разностях слоистость незаметна или выражается лишь в способности породы давать в сухом виде плоские расколы, параллельные склону. В пределах одного и того же шлейфа гранулометрический состав делювия становится все более тонким снизу вверх по разрезу и с удалением от зоны плоскостного смыва.

Рельеф, созданный русловыми водными потоками

Рельеф, созданный водными потоками, можно разделить на рельеф, созданный грязе-каменными (селевыми) потоками, и рельеф, созданный собственно водными потоками — флювиальный рельеф.

Рельеф, созданный грязе-каменными (селевыми) потоками, образуется в результате перемещения в русле горной долины вместе с водой огромных масс обломочного материала, насыщающего водный поток настолько, что он приобретает новые специфические качества, превращаясь в грязе-каменный, или селевый, поток. Возникновению селей способствуют интенсивное выветривание, которое подготавливает рыхлые продукты на склонах, большая крутизна склонов и дна долин, обильные ливневые осадки. Прохождение селей совершается очень быстро и часто носит катастрофический характер.

В зависимости от относительного содержания воды и обломочных масс, а также от преобладающего размера обломков различают сели: каменные, грязе-каменные, камне-грязевые, грязевые, полужидкие и жидкие. От первых к последним возрастает количество воды, и потоки становятся все более жидкими, подвижными, приближающимися по своим свойствам к водным потокам. Селевые потоки проносятся по долинам и даже вырываются в предгорья, где грязе-каменные массы растекаются по поверхности и накапливаются, образуя конусы выноса. Чем более вязок поток, тем круче конусы выноса и более неровна их аккумулятивная поверхность.

Селевые отложения представлены преимущественно несортированной смесью крупных обломков, включая валуны и щебень, и мелкозернистых песчано-глинистых компонентов. У отмеченных выше разновидностей селевых потоков в отложениях преобладают или каменистые, или же песчано-глинистые фракции. По вещественному составу обломки отвечают литологическому строению водосбора потоков. Наряду с угловатыми и плохо окатанными обломками встречаются округлые валуны и гальки. Несортированные валунно-суглинистые отложения селей очень напоминают морену. Песчано-глинистые отложения жидких потоков более сортированы и обладают заметной слоистостью. По своим структурным и текстурным признакам они приближаются к пролювию.

Флювиальный рельеф включает элементы и формы, непосредственно созданные постоянными и временными водотоками.

Формы рельефа, созданные постоянными водотоками, — это поймы, надпойменные террасы, континентальные дельты, аллювиальные равнины со всеми деталями их мезо- и микрорельефа. В зависимости от характера и мощности аллювия эти формы могут быть эрозионные, аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные.

Аллювиальные отложения представлены русловым, пойменным и старичным аллювием (Шанцер, 1951).

Русловой аллювий включает пристрежневые осадки и осадки прирусловой отмели. Пристрежневые осадки наиболее грубозернистые, плохо сортированные, с неправильной линзовидной, реже диагональной косой слоистостью. Залегают в основании разреза на размытой поверхности коренных пород. В некоторых местах к пристрежневым осадкам примешиваются остаточные продукты разрушения берегов и дна ложа долины (перлювий, по В. В. Ламакину).

Осадки прирусловой отмели представлены песками различной крупности с примесью гравия и гальки. Вещественный состав материала зависит от геологического строения бассейна реки. Обломки хорошо окатаны. Коэффициент окатанности большинства галек колеблется от 150 до 300. Коэффициенты дисимметрии, изометричности и уплощенности галек составляют соответственно 0,6—0,9; 2,0—2,2; 0,5—0,9 (Саркисян и Климова, 1955). Пески сортированы, отличаются правильной косой слоистостью. Слойки образуют крупные серии и падают под углом до 30° в одном общем направлении. Вверх по разрезу осадки прирусловой отмели постепенно изменяются, сменяясь все более тонкозернистыми песками. С изменением гранулометрического состава осадков изменяется и слоистость, что выражается в уменьшении мощности и протяженности серий косых слоёв и в появлении в верхней части толщи мелкой косоволнистой слоистости типа волноприбойных знаков.

В русловом аллювии встречаются обрывки стеблей растений, отпечатки листьев, остатки коры и стволов деревьев, раковины пресноводных моллюсков, обломки скелетов рыб и костей высших позвоночных животных.

Пойменный аллювий представлен мелко- и тонкозернистыми песками, алевритами, супесями и суглинками с примесью и прослоями гумусированного материала, иногда с горизонтами погребенных почв. Горизонтальные слои различного гранулометрического состава чередуются между собой, разделяясь то ровными, то неправильно волнистыми границами. Наблюдается, кроме того, мелкая косая и косоволнистая слоистость внутри серий толщиной в 1—3 см. В самой верхней части разреза пой-

мению аллювия обычно залегают скрытослоистые однородные суглинки и супеси. В пойменном аллювии встречаются редкие обломки древесины деревьев и кустарников, раковины моллюсков преимущественно наземных, реже пресноводных.

Старичный аллювий отличается тонкопесчаным, иловатым, супесчаным и суглинистым составом, неясной горизонтальной слоистостью с тонкими прослоями песчанистого материала, обладающего мелкой косоволнистой слоистостью. Цвет темно-серый вследствие богатой примеси органических веществ или зеленоватый и сизо-серый, указывающий на восстановительную среду. Вверх по разрезу увеличивается содержание органического (сапропелитового) материала, появляются болотные осадки, включающие торфяники и почвы. В старичных отложениях много остатков растительности, раковин моллюсков, скелетов рыб. Разрез богат спорами, пылью, диатомовыми.

В нормально развитом аллювии русловые отложения образуют его основной нижний горизонт, а пойменные отложения — верхний. Старичный аллювий залегает в виде линз на уровне верхней части русловых осадков. Аллювий горных рек по сравнению с аллювием равнинных рек отличается большей крупностью слагающего материала и несколько меньшим развитием, а местами и полной утратой старичной и пойменной фаций. По динамическим условиям образования аллювий разделяют на инстративный, перстративный и констративный (Ламакин, 1948).

Инстративный, или выстилаемый, аллювий слагает эрозионные террасы. Он образуется в условиях еще невыработанного продольного профиля потока, когда боковая эрозия сопровождается еще не вполне закончившейся слабой глубинной эрозией. В этой фазе развития долины наблюдается общий отрицательный баланс рыхлого материала. Инстративный аллювий представлен преимущественно русловой фацией, маломощной, грубозернистой, богатой угловатыми и слабо окатанными обломками, поступающими со склонов и из коренного ложа.

Перстративный, или перестилаемый, аллювий слагает эрозионно-аккумулятивные террасы. Он образуется в условиях выработанного продольного профиля потока, когда наблюдается состояние динамического равновесия между количеством поступающего в реку и выносимого ею рыхлого материала (Карташов, 1961). Блуждая по долине, река перемывает, сортирует и переотлагает свои наносы, формируя хорошо развитый аллювий, представленный всеми охарактеризованными выше фациями. Мощность перестилаемого аллювия нормальная, т. е. она равна разности уровней среднего паводка и дна плесов средней глубины (Шанцер, 1951)¹.

¹ Нормальная мощность аллювия может достигать разности уровней максимальных паводков и дна глубоких плесов и даже превышать эту величину за счет «плотиковой» фации (Карташов, 1957).

Констративный, или настилаемый, аллювий слагает аккумулятивные террасы. Он образуется в условиях, способствующих избыточной аккумуляции рыхлого материала, представленного в основном русловой фацией (Шанцер, 1951, 1966; Карташов, 1961). Для констративной разности руслового аллювия характерна «плохая сортированность — глинистость слагающих ее галечников. Нередко эта разновидность отличается заметным присутствием неокатанных обломков... Залегая на перстративном аллювии, констративный русловой аллювий обычно заметно отличается от него крупностью материала. Но отличия эти могут быть диаметрально противоположными. Когда причиной аккумуляции является увеличение количества поступающего в реку рыхлого материала, констративный аллювий обладает в общем более крупным материалом, чем подстилающий его перстративный. Когда же аккумуляция начинается из-за уменьшения живой силы водного потока, крупность материала, слагающего констративный русловой аллювий, уменьшается по сравнению с перстративным аллювием»¹.

Рельеф, обусловленный деятельностью временных водотоков, включает такие элементы и формы земной поверхности, как днища оврагов и балок, конусы выноса, пролювиальные равнины.

Эрозионные флювиальные элементы рельефа возникают в результате глубинной и боковой эрозии временных водотоков, сопровождаемой аккумуляцией лишь маломощного слоя рыхлых отложений. К таким элементам рельефа относятся, в частности, некоторые пологонаклонные скалистые педименты, окаймляющие горные поднятия в семиаридных и аридных областях. Аккумулятивные элементы рельефа бывают сложены с поверхности рыхлыми флювиальными отложениями повышенной мощности. К ним в особенности относятся конусы выноса оврагов, балок, горных ущелий и каньонов, подгорные наклонные пролювиальные равнины, состоящие из слившихся конусов выноса (сухих дельт).

Рыхлые отложения временных водотоков выделяют в особый генетический тип под названием пролювия только там, где они слагают конусы выноса оврагов, балок и долин². Отложения русловых потоков на дне эрозионных форм выделяют под названием балочного или овражного аллювия.

Овражный и балочный аллювий отличается слабой фациальной дифференцированностью, недоразвитостью русловых фаций. Он сложен преимущественно суглинками, которые подстилаются горизонтом песка, гравия и мелкого щебня — аналогом руслового аллювия. Вещественный состав обломков указывает, что они принесены с верховьев вдоль тальвега. Обломочный мате-

¹ Карташов И. П. Фации, динамические фазы и свиты аллювия. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1961, стр. 84.

² В. И. Елисеев (1965) относит к пролювию отложения конусов выноса (сухих дельт) временных и постоянных водотоков.

риал слабо окатан и плохо сортирован. Линзы песков и гравия содержатся также в основной толще суглинистого состава.

Пролувий в отличие от аллювия не дифференцирован на русловые, пойменные и старичные фации. Для него характерна пространственная дифференциация. В вершинах конусов выноса материал слабо отсортирован, состоит из наиболее крупных обломков, которые образуют неправильно чередующиеся большие линзы разного состава. В средней и нижней частях конуса линзы грубо- и крупнообломочного материала становятся тоньше, встречаются реже, чередуясь со слоями грубо- и тонкопесчаных супесей и суглинков. По периферии конусов оседает преимущественно хорошо сортированный суглинистый, глинистый и пылеватый материал. При внимательном наблюдении здесь обнаруживается мелкая линзовидная и косоволнистая слоистость.

Подобная дифференциация материала особенно хорошо выражена у крупных предгорных конусов выноса, где она проявляется также в морфологии поверхности. Около гор поверхность конусов падает наиболее круто, изоборждена пальчато ветвящимися руслообразными понижениями со следами эрозионной деятельности водных потоков, свежими накоплениями окатанных валунно-галечных обломков. К периферии уклон становится все менее значительным и на поверхности местами едва заметны плоские углубления, в которых дольше всего застаивается вода во время разливов. Если пролювиальные отложения образуются в засушливом климате, они содержат карбонаты в виде тонко рассеянного кальцита, лжегрибницы, журавчиков. Иногда встречается также гипс.

ИЗУЧЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ФЛЮВИАЛЬНОГО РЕЛЬЕФА

Изучение поймы

При изучении поймы широко используют аэрофотоснимки, так как на них прекрасно дешифрируются многие детали микро-рельефа, которые часто не выражаются на топографических картах и с трудом улавливаются на местности. Специфический микро-рельеф, преобладание луговой растительности, отсутствие населенных пунктов, четко выраженный тыловой шов обычно позволяют легко отделить пойму от надпойменных террас и тем более от коренных берегов. Если пойма постепенно переходит в надпойменную террасу, границу между ними проводят в соответствии с максимальным уровнем вод при разливе, но в дальнейшем уточняют по геологическим данным и на основании наблюдений в тех местах, где эта граница выражена более отчетливо.

Геологическое строение поймы обычно хорошо видно в береговых обрывах. Но в них обнажается лишь верхняя часть со-

временного аллювия. Для изучения нижней части аллювия закладывают буровые скважины, проводят геофизическую разведку (электрозондирование и др.). На основании собранных материалов составляют геологические разрезы поймы с выделением на них фаций руслового, пойменного и старичного аллювия,

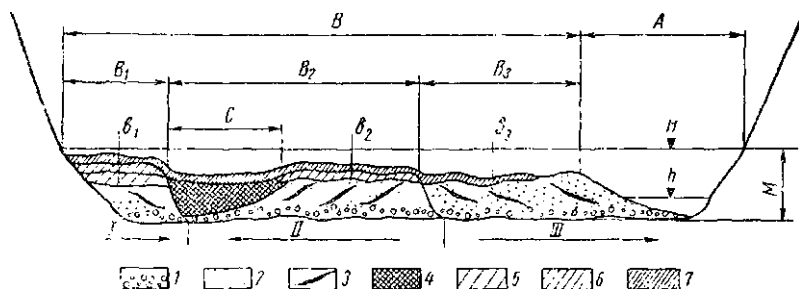


Рис. 55. Схема разреза аллювия равнинной реки в перестративную фазу аккумуляции (по Е. В. Шанцеру):

A — русло; B — пойма; C — старичная ложбина; $B_1 - B_3$ — разновозрастные участки поймы, образовавшиеся за три последовательные стадии развития меандров (стрелки под чертежом — соответствующие этим стадиям направления смещения русла); $\delta_1 - \delta_3$ — стадии накопления пойменного аллювия; H — горизонт полых вод; h — горизонт меженей; M — нормальная мощность аллювия; I, II, III — русловый аллювий (1 — гравий и галька; 2 — пески, 3 — прослой заиления); 4 — старичный аллювий; 5, 6, 7 — пойменный аллювий (последовательные стадии накопления)

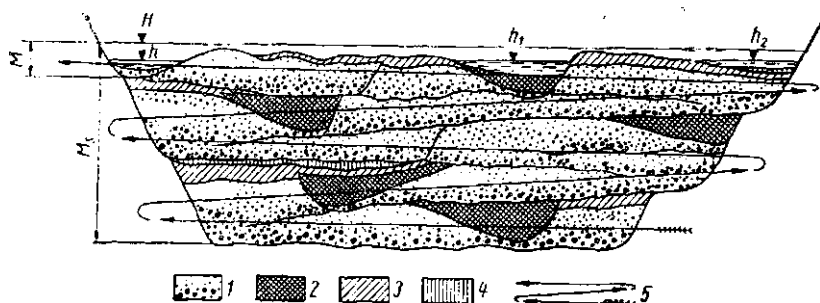


Рис. 56. Схема констративной фазы аллювиальной аккумуляции (по Е. В. Шанцеру):

1 — русловый аллювий; 2 — старичный аллювий; 3 — пойменный аллювий; 4 — отложения вторичных водосмоков поймы; 5 — общее направление миграции русла; H — горизонт полых вод, h — горизонт меженей в русле; h_1, h_2 — горизонты меженей в старицах и вторичных водосмоках поймы; M — нормальная мощность аллювия; M_s — общая мощность аллювия

вклинивающихся со склонов делювиальных и других склоновых отложений. При этом имеют в виду, что аллювий накапливается в процессе блуждания реки по долине, многократного его размыва (срезания) и пересотложения. В результате на одном уровне оказываются слои разного возраста и между ними должна быть

проведена граница прислонения, которая на поверхности поймы часто бывает выражена в виде уступа.

По набору фаций и их распределению в разрезе, по вещественному составу, структурным и текстурным признакам различных горизонтов и общей мощности аллювия судят о динамической фазе развития поймы — инстративной, перстративной или констративной и соответственно об эрозионном, эрозионно-аккумулятивном или аккумулятивном ее генезисе. Оценку общей мощности современного аллювия как нормальную, выше или ниже нормальной легко осуществить, зная глубины реки и уровни паводков (рис. 55 и 56).

При избыточной мощности аллювия может наблюдаться наложение друг на друга разновозрастных аллювиальных свит, представленных каждая русловой, пойменной и старичной фациями. Иногда отмечаются поверхности раздела аллювиальных свит, которые представляют собой площадки погребенных террас. Для стратиграфического расчленения аллювия привлекают микро- и макропалеонтологические методы, посредством которых определяют возраст и условия образования отдельных аллювиальных горизонтов и свит.

Наиболее полно время и условия формирования поймы зафиксированы в старичном аллювии, который обычно содержит много микроскопических и макроскопических остатков животных и растительных организмов. Для палеонтологического анализа рекомендуется брать образцы из нескольких генераций стариц и в первую очередь тех, которые находятся в шейковых частях меандр, вне современного меандрового пояса, где больше шансов встретить наиболее полный разрез, включая и древние его части.

На основании собранных материалов устанавливают рельеф ложа современного аллювия, характер его донной и бортовых частей, горизонтальность или наличие уклонов и уступов донной поверхности ложа в поперечных профилях. Ровная поверхность ложа, почти горизонтальная в поперечном профиле, свидетельствует о выработанности продольного профиля реки и полном преобладании боковой эрозии. Это характерно для эрозионно-аккумулятивной поймы, сложенной перстративным аллювием. Слабо наклоненное коренное ложе, иногда с небольшими уступами, говорит о том, что во время образования поймы глубинная эрозия еще продолжалась, хотя по своей интенсивности она значительно уступала боковой эрозии. Указанные признаки отличают эрозионную пойму с инстративным аллювием. К неровностям (уступам) коренного ложа обычно приурочены контакты прислонения молодого аллювия к относительно более древнему. Все сказанное непосредственно отражается в микрорельефе поймы.

Микрорельеф поймы включает уступы, старицы, гривы и межгривные понижения, валы, сравнительно плоские участки в разнообразных сочетаниях друг с другом.

Уступы обычно разделяют пойму на хорошо выраженные высокую и низкую поймы, а местами на ряд промежуточных уровней. Для каждого из них определяют относительную высоту, геологическое строение со сравнительной оценкой фациального состава аллювия, наличие контакта прислонения вдоль уступа, соотношение с рельефом ложа аллювия, распространение каждой ступени, их соотношения с очертаниями реки и стариц в плане. Чаще всего разновысотные уровни поймы обособляются в результате боковой эрозии реки со смещением меандр в стороны и вниз по долине и в рельефе ложа они не выражаются.

Старицы и старичные понижения — весьма характерные формы микрорельефа поймы. Отмечают их очертания в плане, ширину, глубину относительно поверхности поймы, состояние дна, связь с современным руслом. В зависимости от стадии развития стариц в результате заиления и зарастания различают типы их — от недавно отчленившихся затонов и старичных озер до едва заметных понижений.

По сохранившимся старицам с учетом их современного состояния осуществляют попытку реконструкции прежнего положения реки и ее смещений во время формирования поймы. Кроме отмеченных признаков об относительном возрасте стариц судят по их соотношению друг с другом — старицы срезаемые или более высокого уровня древнее срезающих и более низких.

Гривы и межгривные понижения вместе со старицами представляют собой характернейшие формы микрорельефа поймы. Определяют очертания грив в плане, их форму в поперечном профиле (симметричную, асимметричную), относительную высоту, геологическое строение (преобладание песчаной фракции, степень развития пойменного наилка), закономерности группировки грив на поверхности поймы (в виде концентрических дуг одной генерации или нескольких генераций, срезающих друг друга с различной ориентировкой грив внутри каждой генерации), соотношения изгибов грив между собой и с излучинами русла и стариц. По указанным признакам судят о происхождении гривистого микрорельефа: в результате постепенного развития излучин и нарастания поймы с образованием «вееров блуждания» или же вследствие постепенного выполаживания динамической оси потока по мере повышения уровня воды во время разлива (Маккавеев, 1955).

Среди форм преимущественно аккумулятивного или эрозионно-аккумулятивного происхождения различают еще эрозионные понижения, например в шейковой части меандр. Они возникают во время разливов, когда происходят перемещения и блуждания динамической оси потока на поверхности поймы.

Валы — наиболее высокие, резко выделяющиеся формы рельефа поймы, которые прослеживаются на большом протяжении. Отмечают местоположение и очертания валов в плане, их соотношения с положением и очертаниями современного русла реки и стариц. Расположение валов вдоль прямолинейных отрезков рек или в верхней по течению и боковой частях пойменных массивов, песчанистое сложение валов свидетельствует о современном их возрасте и продолжающемся развитии. Во время высоких половодий часть продуктов размыва русла и берегов взмetyвается вихревыми течениями и поступает на пойму, отлагаясь в непосредственной близости от берега. Особо фиксируют реликтовые прирусловые валы, расположенные по берегам стариц или брошенных русел.

Плоская пойма отличается своей сравнительно монотонной поверхностью, осложненной лишь слабо заметными неровностями. Ее генетические соотношения с гривисто-ложбинным микрорельефом могут быть различны. В одном случае плоская пойма представляет собой последующую стадию развития микрорельефа «вееров блуждания». По мере отступления русла в сторону в глубине поймы отлагается пойменный наилок, который постепенно нивелирует ранее сформировавшийся гривисто-ложбинный микрорельеф, сложенный русловым аллювием. Признаки такого происхождения: расположение участков плоской поймы в тылу «вееров блуждания», постепенный переход гривистого микрорельефа в плоскую пойму с одновременным увеличением общей мощности пойменной фации аллювия и относительной высоты поймы, увеличение мощности пойменного наилка в межгривных понижениях сравнительно с гривами.

В другом случае плоская пойма формируется одновременно с гривистой в результате своеобразия рельефообразования и осадконакопления в прирусловой и в тыловой частях поймы. Близ русла, особенно в верхней по течению и боковой частях каждого пойменного массива, во время половодий отлагаются пески, формирующие прирусловые валы и гривы, тогда как в центральной части массива поймы слой годичных отложений составляет доли миллиметра и ежегодно накапливается равномерно, образуя плоскую поверхность. Признаки такого происхождения микрорельефа поймы: расположение участков плоской поймы в тылу дугообразных грив, не являющихся веерами блуждания, фациальный переход прирусловых песков в тонкозернистый материал центральной части поймы, местами перекрытие пойменного наилка песками в результате трансгрессивной аккумуляции материала во время разливов, более значительная высота прирусловых валов и грив сравнительно с высотой остальной части поймы.

Изучая элементы и формы микрорельефа поймы, устанавливают закономерности их группировки в разных отрезках или

участках долины. По этим признакам выделяют разные типы поймы: крупногрядистая приречная пойма, пологогрядистая внутренняя пойма, плоская внутренняя пойма и др.

Еще более общие категории поймы выделяют по ее соотношениям с излучинами русла. Это могут быть поймы: с врезанными меандрами, более узкие, чем меандровый пояс (излучины пойменного дна долины в сглаженном виде соответствуют излучинам русла), с блуждающими меандрами, т. е. более широкие, чем меандровый пояс, с односторонне прижатыми руслами или односторонние поймы.

Изучение надпойменных террас

Каждая терраса состоит из трех морфологических элементов: поверхности или площади, уступа к нижерасположенной террасе, пойме или непосредственно к реке и уступа со стороны вышерасположенной террасы или коренного склона. Названные три элемента разнородны по генезису и возрасту.

Площадка — элемент чисто флювиального происхождения. Уступ вниз — более молодой элемент террасы. Возникает вследствие глубинной эрозии, сменяющей фазу разработки плоского дна долины. С самого своего возникновения уступ непрерывно подвергается воздействию склоновых процессов. Уступ со стороны более высокой террасы и коренной склон — элементы эрозионные, более древние, чем площадка. Подобно нижнему уступу он также подвержен склоновым процессам, опирающимся на поверхность террасы как на свой базис денудации (и аккумуляции). Таким образом, эти два элемента (площадка и уступ или склон сверху) развиваются взаимосвязанно и должны рассматриваться как одно парагенетическое целое. Каждый террасовый уровень вместе со склонами, ограничивающими его с обеих сторон (справа и слева от реки), образует простую долину (Скворцов, 1948).

При поперечном профилировании характеризуют морфологию каждого элемента. Определяют ширину, относительную и абсолютную высоту террасы. Следует различать общую ширину террасы и ширину террасовой ступени. Общую ширину надпойменной террасы, как и поймы, измеряют между тыловыми швами террасовой площадки с вышерасположенными уступами или коренными склонами. Эту величину можно найти в тех местах, где террасовые ступени наблюдаются по обе стороны реки. Если же террасовые ступени сохранились только с одной стороны, то измеряют лишь ширину террасовой ступени, т. е. расстояние от тылового шва до подножия уступа к нижерасположенной террасе или пойме. Ширина террасовой ступени равна или чаще всего меньше ее общей (первоначальной) ширины.

При изучении геологического строения надпойменных террас

и составлении их разреза выделяют русловую, пойменную, старичную фации древнего аллювия, имея при этом в виду, что по своему составу, текстурным особенностям они могут существенно отличаться от аналогичных фаций современного аллювия. Причиной этих отличий являются специфические условия (геоморфологические, геотектонические, климатические), в которых протекала деятельность древних рек. Чем отчетливее террасы выражены морфологически, тем полнее представлен их геологический разрез. У размытых террас полный разрез древнего аллювия вероятнее всего можно встретить на сохранившихся участках первичной террасовой поверхности, близ тылового шва, обычно прикрытого склоновыми отложениями.

В отличие от современного аллювия нормальную мощность древнего аллювия непосредственно определить нельзя. Поэтому генетическую категорию террас — эрозионно-аккумулятивную, эрозионную или аккумулятивную с аллювием соответственно нормальной мощности, ниже или выше нормы — устанавливают по косвенным признакам. К ним относятся: соотношение фаций древнего аллювия, его состав (особенно гранулометрический), рельеф коренного ложа.

У эрозионных террас аллювий незначительной мощности, представлен преимущественно русловой фацией крупнозернистого состава, старичные отложения отсутствуют, пойменные — недоразвиты, коренное ложе наклонено в сторону бровки. У аккумулятивных террас аллювий большой мощности, представлен преимущественно русловой фацией из не очень крупного обломочного материала при значительном участии осадков пойменной фации и старичных отложений, причем последние прослеживаются в разрезах линзами на разных уровнях, явно свидетельствуя о перемещении русла реки вверх по мере накопления осадков. У эрозионно-аккумулятивных террас одинаково хорошо развиты пойменная и русловая фации аллювия, линзы старичных отложений прослеживаются в поперечном разрезе примерно на одном уровне, ложе аллювия горизонтально (Ламакин, 1948; Шанцер, 1951, 1966; Карташов, 1961; Лютцау, 1964).

Все эти признаки действительны только в комплексе друг с другом, так как каждый из них в отдельности не всегда связан с динамической фазой флювиального процесса. Например, если в реки с бассейна сносился в большом количестве крупнообломочный материал, то аккумулятивные террасы могут быть сложены грубозернистым аллювием. У ветвящихся на рукава (фуркирующих) и меандрирующих рек даже в эрозионно-аккумулятивной (равновесной) фазе линзы старичного аллювия несколько смещаются по высоте за счет различий глубины реки в разных частях извилин (старicc), а также в результате периодического то спрямления, то меандрирования русла. Аккумулятивный генезис террас обычно хорошо опознается по очень боль-

шой мощности аллювия, достигающей нескольких десятков и даже сотен метров. Эти цифры заведомо больше нормальной мощности, которая даже у крупных современных рек редко превышает 20—30 м.

Изучая разнородные по фациальному составу горизонты аллювия, устанавливают закономерности их распределения в разрезе, прослеживают контакты между ними (размыва, прислонения, спокойного налегания), подчеркнутые резкой сменой состава отложений, грубозернистыми базальными горизонтами, погребенными почвами, торфяниками. Эти сведения, дополненные результатами палеонтологического анализа, изучения гранулометрического и вещественного состава пород, позволяют расчленить речные отложения на разновозрастные свиты, выделить соответствующие им погребенные террасы, установить время и условия накопления аллювия. Как и в современных отложениях, линзы старичного аллювия наиболее перспективны для комплексного фациального анализа. Они очень богаты остатками животных и растительных организмов, что позволяет использовать их в качестве опорных горизонтов для биостратиграфического расчленения древнеаллювиальных толщ и построения широких палеогеоморфологических выводов.

К существенным признакам ложа древнего аллювия, кроме отмеченных выше его очертаний в поперечном профиле, относят также положение по отношению к ложу современного аллювия. Здесь могут быть два случая: 1) ложе древнего аллювия расположено ниже ложа современного аллювия, т. е. современный аллювий залегает на размытой поверхности древнего аллювия; 2) ложе древнего аллювия расположено выше ложа современного аллювия, т. е. падает к нему уступом.

Цоколь террасы, или уступ ложа, может быть скрытым, когда он находится ниже меженного уровня воды в реке, и открытым, когда он возвышается над рекой и в подмываемых берегах выходит даже на дневную поверхность. Таким образом, цокольные террасы следует подразделять на террасы с открытым цоколем (т. е. собственно цокольные в обычном понимании этого термина) и террасы со скрытым цоколем. Для каждого цоколя определяют его абсолютную и относительную высоту (превышение над ложем современного аллювия и высоту над меженным уровнем реки).

Цоколь террас может быть сложен коренными породами (коренной цоколь), четвертичными не аллювиальными отложениями и, наконец, аллювием погребенных или размытых более древних террас. В последнем случае выделение цоколя нередко связано с трудностями и требует применения указанной выше комплексной методики.

При морфологическом изучении террас обращают внимание на их выраженность в рельефе, что позволяет судить о степени

их последующего разрушения под воздействием различных факторов. Морфологические признаки хорошо сохранившейся террасы следующие: общая горизонтальность ее площадки, слабое эрозионное расчленение, четкость бровки и тылового шва, формы и элементы флювиального микрорельефа, сохранившиеся от пойменной стадии развития террасы.

Наклон террасовых площадок к руслу обычно бывает вторичным, но он может быть также и первичным, возникшим одновременно с образованием данной террасы. Так, небольшим первичным уклоном обладают площадки эрозионных террас. Это доказывается тем, что их ложе также наклонено к руслу и прикрыто маломощным слоем выстилающего аллювия. Вторичный поперечный уклон террасы приобретает под воздействием главным образом склоновой денудации в прибровочной части и склоновой аккумуляции близ тылового шва. В этом случае площадки срезают древний аллювий под углом к поверхности ложа и незаметно переходят в нижний и верхний уступы; бровка и тыловой шов очень нечетки, отличаясь сглаженными округлыми очертаниями в поперечном профиле. Морфологически такие террасы или ряды террас выражены плохо, образуя как бы вышоложенное основание (продолжение) коренного склона долины. В Сибири их называют увалами. Учитывая двойственную (террасовую и склоновую) природу «увалов», а также то, что увалами принято называть положительные формы рельефа, для размытых и перекрытых склоновыми отложениями морфологически плохо выраженных (сглаженных) террас можно рекомендовать термин «террасосклон».

Для каждой первично или вторично наклонной террасы определяют экстремальное и среднее значения относительной высоты на изучаемом поперечном профиле. Кроме того, стараются установить истинную высоту террасовых площадок и ложа (плотика), имея в виду, что первичная поверхность сглаженных террас лучше всего сохраняется близ тылового шва под склоновыми отложениями. В тех местах, где террасы полностью погребены под неаллювиальными отложениями, например золовыми, делювиальными, проблематичными, различают истинную и наложенную (видимую) поверхности террасы.

При наличии в долине нескольких террас устанавливают их соотношение между собой в поперечном профиле. По этому признаку различают террасы наложенные, вложенные, прислоненные и врезанные. Различные соотношения между террасами вместе с динамическими типами террас характеризуют развитие эрозионно-аккумулятивной деятельности водных потоков при формировании долин.

Наложённые террасы состоят из залегающего друг на друге аллювия, так что самая верхняя терраса — дневная, а более низкие — погребенные и соответственно более древние (рис. 57, а).

Наложенные террасы образуются в результате преобладания аккумулятивной деятельности русловых потоков, возможно чередовавшейся с периодами эрозии или равновесного развития, зафиксированными в контактных поверхностях размыва или наложения разновозрастных аллювиальных свит.

Вложенные террасы — все дневные, состоят из аллювия, залегающего друг на друге, но с признаками размыва контактных поверхностей. Ложе более высокой древней террасы расположено глубже ложа более низкой молодой террасы (рис. 57, б). Вложенные террасы образуются в результате: 1) ритмического чередования эрозионной и аккумулятивной деятельности русловых потоков, когда глубина эрозии и мощность последующей аккумуляции становятся все меньше от одной террасы к другой, или 2) сокращения нормальной мощности аллювия одновременно за счет уменьшения высоты разливов и повышения дна русловых потоков.

Прислоненные террасы — дневные, состоят из прислоненного друг к другу аллювия при единой горизонтальной или наклонной поверхности ложа (рис. 57, в). Образуются вследствие сокращения нормальной мощности или же благодаря врезанию реки до ложа ранее возникшей аккумулятивной террасы.

Врезанные террасы — дневные, состоят из аллювия, полностью или частично прислоненного к породам ложа (цоколя) более высоких древних террас (рис. 57, г). Образуются вследствие преобладания эрозионной деятельности русловых потоков, возможно прерывавшейся периодами аккумуляции или равновесного развития.

Соотношения между террасами и динамические типы террас наглядно отображают с помощью поперечных профилей (разрезов), на которых показывают: породы ложа, аллювий разных возрастных генераций с подчеркиванием контактов меж-

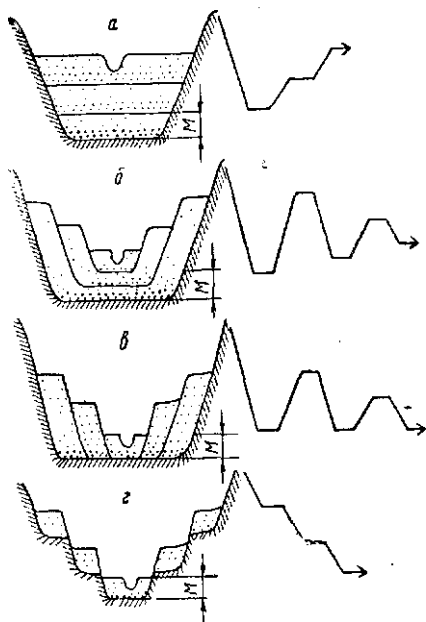


Рис. 57. Типы соотношений речных террас и отвечающие им фазы развития долины:

М — нормальная мощность аллювия

ду ними (размыва и наложения), русловую, пойменную и старичную фации и предполагаемые границы свит древнего аллювия нормальной мощности. Подобные разрезы позволяют судить об истории формирования террас и долины в целом, о последовательных этапах и величине эрозионной и аккумулятивной деятельности русловых потоков, о том, какие террасы возникли вследствие прерывности эрозионного процесса, чередования эрозионной и аккумулятивной деятельности и какие образовались в ходе единого этапа врезания долины, сопровождавшегося блужданием меандр.

На рис. 58 представлены графики развития долины Немана, составленные на основании анализа поперечных профилей. Выделено несколько самостоятельных фаз вертикального врезания

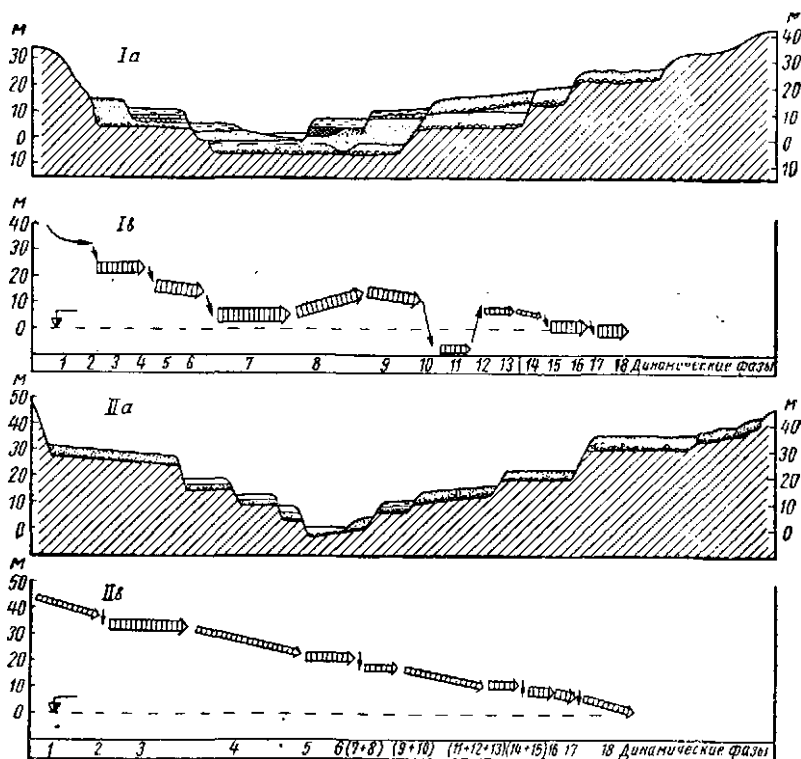


Рис. 58. Развитие долин Литвы в позднеледниковое и послеледниковое время (по А. Басаликасу):

Ia — осредненный поперечный разрез переуглубленных долин, формирование которых происходило под воздействием талых ледниковых вод; Ib — изображение последовательности врезания, бокового блуждания и избыточной аккумуляции рек на протяжении 18 динамических фаз (13 фаз — позднеледниковые, последние 5 — голоценовые). Толщина стрелок обозначает относительную мощность аллювия, отложенного при боковом блуждании русла. IIa — поперечный разрез непереуглубленных речных долин. IIb — изображение последовательности врезания и бокового блуждания рек в течение позднеледникового и голоцена

реки, наклонного бокового смещения, горизонтального бокового смещения и поднятия русла в ходе избыточной аккумуляции (Басаликас, 1960а).

Продольное профилирование террас

Чтобы полнее обосновать указанные выше выводы и отнести их к изученным долинам и долинным системам в целом, производят сравнительный анализ поперечных профилей, изучают террасы между профилями путем проложения продольных долинных маршрутов. Террасы, развитые в разных частях долины, сопоставляют между собой и увязывают в определенные уровни, закономерно прослеживающиеся вдоль рек. При этом необходимо сначала выделить цикловые террасы (Шульц, 1940).

Цикловые террасы образуются в результате перестройки относительно выработанного продольного профиля водных потоков. Их обособление происходит в связи с изменениями общих, чаще всего тектонических или климатических условий на большой территории. Таким образом, цикловые террасы характеризуют крупные этапы, или циклы, развития долин и долинных систем.

С. В. Лютцау приводит следующие признаки цикловых террас: 1) хорошая выдержанность вдоль долины; 2) выдержанность относительных высот; 3) значительная мощность аллювия (не ниже нормальной) и выдержанность ее в продольном направлении; 4) четкое отграничение от нижележащих и вышележащих уровней; 5) большая ширина; 6) горизонтальное положение цоколя в поперечном профиле; 7) четкое разграничение и достаточно полное развитие пойменной, русловой и старичной фаций аллювия (для равнинных рек); 8) очень хорошее развитие пойменной фации аллювия; 9) постепенное закономерное изменение морфологии и геологического строения на протяжении всего участка; 10) одновозрастность аллювия на всем протяжении террасы, а иногда и однообразный минералогический его состав.

От цикловых террас следует отличать внутрицикловые террасы, которые возникают на протяжении одного эрозионного цикла в процессе выработки продольного профиля водотока. Они прослеживаются вдоль течения рек над или между уровнями основных цикловых террас и, в свою очередь, должны быть подразделены на террасы врезания и террасы аккумуляции.

Террасы врезания, или *врезывания*, выделил С. С. Шульц (1940), а до него подробно описал С. Н. Никитин. Они образуются при выравнивании продольного профиля русловых потоков, когда одновременно совершаются боковая и глубинная эрозии (блуждание и врезание меандров).

Террасы врезания, по С. В. Лютцау, отличаются следующие признаки: 1) прерывистое распространение; 2) непостоянство относительных высот разных террасовых массивов; 3) малая мощность аллювия (меньше нормальной); 4) постепенный или не очень резкий переход к ниже- или вышележащим уровням; 5) сходство по морфологии и геологическому строению с ниже- и вышележащими уровнями; 6) малая ширина; 7) наклон поверхности цоколя в сторону русла; 8) недоразвитость пойменной и старичной фаций аллювия.

Внутрицикловые террасы аккумуляции соответствуют промежуточным уровням при формировании аккумулятивных цикловых террас. Эти террасы погребенные и далеко не всегда выражены в разрезе, так как по мере образования новых уровней подвергаются размыву. Поэтому выделение их нередко оказывается затруднительным даже при условии проведения детальных геологических и геоморфологических работ. Они отчетливо бывают выражены там, где реки в процессе бокового блуждания и аккумуляции подрезают свои коренные борта и вырабатывают в них террасовые ступени (см. рис. 56).

Погребенные внутрицикловые террасы (*террасы аккумуляции*) отличаются следующими признаками: 1) прерывистым распространением; 2) непостоянством относительной высоты; 3) наклонной поверхностью; 4) невыдержанностью в разрезе и различной высотой горизонтов руслового, пойменного и линз старичного аллювия.

Особо выделяют локальные террасы, которые возникают под воздействием узкоместных (локальных) эндогенных или экзогенных факторов, как-то: пликативных или разрывных нарушений продольного профиля реки, подпружинивания реки лавовыми потоками, выходами более прочных пород, крупными обвалами, конечными моренами, конусами выноса боковых притоков, наледями и пр.

Локальные террасы опознают по следующим признакам: 1) небольшой протяженности вдоль реки; 2) изменчивости геоморфметрических показателей (высоты, ширины); 2) изменчивости мощности и фациального состава аллювия; 4) принадлежности к разным динамическим категориям (эрозионным или аккумулятивным террасам) в зависимости от причины.

Цикловые, внутрицикловые и локальные террасы устанавливают не по одному, а по возможно более полному комплексу указанных признаков. Особенно важно выделить и проследить цикловые террасы, используя при этом следующие способы.

1. Непосредственное прослеживание и картографирование террас вдоль долин, наблюдение сочленений (слияний) террас притоков с террасами главных рек, с озерными и морскими террасами, с водораздельными и долинными заидами. Этот способ

применим при детальных исследованиях и если террасы хорошо сохранились от размыва.

2. Сопоставление морфометрических показателей обрывков террас, в первую очередь относительной высоты и затем ширины. В орогенических зонах, где геоморфологические уровни часто бывают сильно деформированы, этот способ применяют для сопоставления лишь близко расположенных обрывков террас.

Для сопоставлений используют высоты первичных террасовых поверхностей, а если последние не сохранились или не установлены, то средние относительные высоты и интервалы высот (бровки и тылового шва). Результаты получаются тем надежнее, чем больше разрывы между интервалами высот выше и нижерасположенных террас. Если аллювий сильно размыт (иногда почти без остатка), то сопоставляют относительные высоты цоколей террас или так называемых коренных террас.

3. Сопоставление геологического строения террас: возраста, состава и мощности древнего аллювия, а также неаллювиальных горизонтов. Наиболее надежные результаты получаются, когда в разных местах долины удастся определить возраст древнего аллювия и по этим данным соединить разрозненные обрывки террас в единые террасовые поверхности.

О принадлежности террас к единому уровню могут свидетельствовать и такие факты, как однотипность фациального состава аллювия, черты сходства его гранулометрического и вещественного состава, окатанности материала, наличие горизонтов, свойственных только данному террасовому уровню. Однородность аллювия определяется главным образом однородностью климатических, гидродинамических условий, тогда как различия возникают преимущественно вследствие пестроты геологического строения коренного ложа долин и структурно-тектонической обстановки.

4. Сопоставление террасовых рядов и террасовых комплексов. Этот способ основан на том, что речные террасы в долинах располагаются в определенной последовательности сверху вниз, образуя вертикальные террасовые ряды. В каждом таком ряду наблюдается определенное количество террас, отличающихся своими морфологическими и геологическими признаками. К числу существенных признаков, по которым удобно строить и сравнивать между собой вертикальные террасовые ряды, принадлежат относительная высота и ширина террас, высота цоколя, мощность аллювия, а при детальном исследовании также данные о его фациальном, гранулометрическом и вещественном составе.

Сравнение вертикальных террасовых рядов легко осуществить путем наложения (совмещения) серии поперечных профилей или других графиков, характеризующих вертикальный террасовый ряд. С. В. Лютцау (1963) предложил составлять гра-

фики средних превышений террас одной над другой, колебаний высот поверхности террас, относительных высот цоколей, мощности аллювия, вещественного состава аллювия, например процентного содержания галек из устойчивых к выветриванию пород. Графики строятся в прямоугольной системе координат, причем по оси абсцисс откладывают порядковые номера террас, а по оси ординат — соответствующие их показатели (превышения, мощность аллювия и др.). Можно также составлять комплексные или полные графики с характеристикой террасовых рядов сразу по нескольким показателям, например превышениям и колебаниям высот поверхности террас или по превышениям террас и мощности их аллювия (рис. 59).

Рис. 59. Полные графики террасовых рядов р. Кубани (составлены С. В. Лютцау, по данным И. Н. Сафронова): 1 — у г. Кропоткина; 2 — у г. Армавира; а — комплексы террас; б — порядковые номера террас; в — наименование террас по И. Н. Сафронову; г — возраст террас; В — превышение бровки террасы над тыловым швом нижележащей террасы; К — превышение тылового шва террасы над ее бровкой (колебание высоты террасы). Цифры над графиками — относительная высота террас (м).

Изучение вертикальных террасовых рядов приводит к необходимости выделения террасовых комплексов и даже указывает для этого наиболее подходящие признаки. Самый простой (цикловой) комплекс состоит из одной цикловой террасы и серии тяготеющих к ней террас врезания или аккумуляции. Несколько смежных цикловых и внутрицикловых террас объединяют в более сложные группы, или комплексы, по некоторым общим для них признакам, и в первую очередь по возрасту. Одновременно учитывают тип террас, их морфологические и морфометрические признаки, геологическое строение.

собой важный этап на пути обобщения результатов геоморфологического анализа долины. Сначала строят продольный профиль меженного уровня реки. Затем проводят линии заложённых поперечных профилей, на которых в соответствии с относительными высотами и геологическим строением террас отмечают их площадки, ложе (плотик), механический состав аллювия с выделением отдельных его горизонтов (базальный галечник, русловой песок, пойменный наилок), по возможности также другие характеристики аллювия, например петрографический состав галечников, хотя бы в обобщённых показателях (из устойчивых

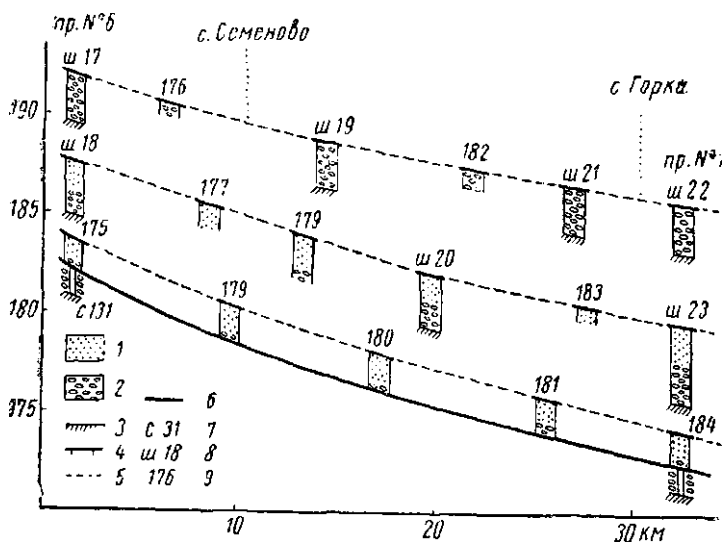


Рис. 60. Фрагмент продольного профиля речных террас:

1 — песок; 2 — галечник; 3 — плотик; 4 — отмеченные площадки террас; 5 — продольные профили террас; 6 — продольный профиль уровня реки в межень; 7 — номер скважины; 8 — номер шурфа; 9 — номер обнажения

или неустойчивых пород), основные минеральные компоненты шлихов и т. п. Вертикальный масштаб и его соотношение с горизонтальным масштабом должны быть таковы, чтобы не получилось сильных искажений профиля и в то же время чтобы можно было изобразить мощность аллювия различных террас. Наряду с дневными отмечают также погребённые террасы: их площадки, ложе и аллювий, горизонты погребённых почв и торфяников. Между поперечниками на продольный профиль наносят все обрывки террас. Около каждого останца террасы индексом обозначают возраст аллювия. Условными линейными знаками проводят самый высокий уровень воды во время разлива и уровень самых глубоких участков русла (плесов). Ниже ложа современного аллювия целесообразно изобразить геологическое

строение коренных отложений (их литологический состав, структуры), а над уровнями самых высоких террас провести контуры подступающих к долине водораздельных форм рельефа. Профиль можно считать законченным лишь после того, как разрозненные обрывки террас с различными высотами будут на нем соединены пунктирными линиями, представляющими продольные профили террас (рис. 60).

Если позволяет масштаб продольного профиля долины и полученные материалы, то наряду с профилями террасовых поверхностей проводят профили ложа аллювия, показывают геологическое строение террас на всем их протяжении, чтобы выявились изменения мощности аллювия, его фациального состава и переходы в осадки другого (неаллювиального) происхождения (например, флювиогляциального, морского), наносят кроющие (лессовые, моренные и др.) горизонты. Когда продольные разрезы террас частично или полностью совмещаются, то геологическое строение одной из них показывают в разрывах другой. Целесообразно также составлять продольный профиль (разрез) каждой террасы отдельно в виде серии смежных рисунков.

При отсутствии сведений об истинной высоте террас, когда эта высота колеблется в некоторых пределах, каждый террасовый уровень на продольном профиле выделяют не линией, а полосой, ширина которой соответствует амплитуде колебаний высот от бровки до тылового шва.

На основании изучения продольных профилей террас и русла можно судить о причинах, вызвавших образование террас и их деформаций. Такие причины могут быть связаны с тектоническими движениями, изменениями климата, колебаниями базиса эрозии и с другими явлениями, включая гидродинамические особенности самой реки.

При анализе продольного профиля русла и речных террас необходимо прежде всего учитывать степень выровненности потоком транспортирующей способности вдоль долины. Продольные профили могут быть выработанные и невыработанные (Маккавеев, 1955). Выработанный продольный профиль характеризуется установившимися определенными соотношениями между уклоном и транспортирующей способностью потока, обеспечивающими транзит наносов на всем его протяжении. Невыработанный продольный профиль отличается тем, что транспортирующая способность реки не выравнена, т. е. в отдельных отрезках реки или по всей реке наблюдается более высокая интенсивность аккумуляции или эрозии.

Даже в стадии относительного выравнивания транспортирующей способности продольный профиль реки бывает осложнен рядом волн или ступеней нетектонического происхождения. Увеличение содержания наносов в потоке, увеличение крупности аллювия сопровождается увеличением уклона, и наоборот. Со-

держание и крупность наносов, в свою очередь, зависят от физико-географических и геологических условий (от глубины долины, прочности вскрываемых рекой коренных пород и пр.).

Таким образом, в продольном профиле русловых потоков, даже в тех случаях, когда на них не оказывают влияния дифференцированные тектонические движения, всегда наблюдается закономерное чередование отрезков с уклонами различной величины, образующих серии ступеней или пологих волнообразных изгибов (не считая порогов и водопадов). Эти ступени относительно устойчивы и могут прослеживаться одновременно в продольных профилях террас и современного русла, как это характерно, например, для долины р. Чусовой (Г. И. Горецкий).

Геотектоническая обусловленность многих деформаций русла и террас выявляется при анализе продольного профиля долины или даже небольшого ее отрезка. Террасы образуют антиклинальные или синклинальные изгибы с хорошо прослеживающимися крыльями; они то погружаются друг под друга и под современное дно долины, то «выныривают» из-под него и вновь увеличивают свою высоту. В областях погружения террасы широкие, сложены констративным аллювием значительной мощности. В областях поднятия террасы узкие, эрозионные с высоким коренным цоколем, русло образует врезанные меандры.

Более сложно интерпретируются деформации, которые вызываются общими поднятиями или опусканиями земной коры, сводовыми или складчатыми изгибами большого радиуса, охватывающими уже не часть речной долины и даже не одну долину, а несколько речных систем, разделенных поднятиями. В этом случае о тектонических движениях судят по профилю террас на протяжении всей долины или даже нескольких долин, расположенных на различных элементах изучаемой структуры.

Главное увеличение относительной высоты террас к верховьям, т. е. веерообразное их удаление друг от друга вверх по долине, обычно интерпретируют как результат более интенсивных поднятий в верхнем течении реки. Подобное расхождение террас в долинах, падающих со склонов хребта в противоположные стороны, объясняют сводовым поднятием хребта. Сближение террас вниз по долине и последующее их погружение одна под другую с образованием погребенных террас в предгорьях служат признаками идущего одновременно со сводовым поднятием хребта погружения его предгорий, совершающегося обычно в области передового и межгорного прогибов (рис. 61).

По относительной высоте, взаимному расположению расходящихся или сходящихся террас на продольном профиле, последовательности их погружения под более молодые уровни судят о направлении, размахе, интенсивности движений земной коры, миграциях формирующихся тектонических структур. Например, последовательное смещение в сторону от оси хребта пунктов

погружения более молодых террас указывает на расширение площади поднятия и отодвигание или сокращение площади персодового или межгорного прогибов. Следует, однако, предупредить о необходимости большой осторожности в интерпретации подобного продольного профиля террас. Аналогичная картина может сложиться и без вмешательства тектонических сил в результате закономерно идущего развития продольного профиля реки с относительно выровненной транспортирующей способностью (Маккавеев, 1955).

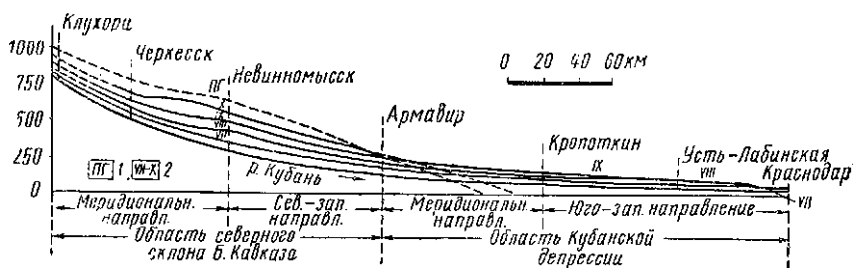


Рис. 61. Продольный профиль террас Кубани (по И. Н. Сафронову):
1 — уровень покровных галечников; 2 — уровни террас

Самый факт террасированности речных долин нельзя объяснять одними только геотектоническими причинами, как это делают некоторые исследователи. Иногда считают, что вследствие поднятия земной коры река сначала врезает свою долину до уровня постели аллювия террасы, а затем в связи с наступившим опусканием происходит заполнение долины аллювием до уровня поверхности террасы. Следовательно, сколько имеется террас, столько раз происходило чередование фаз тектонического поднятия и опускания с преобладающей тенденцией к поднятию.

Корень ошибок такого крайне упрощенного толкования генезиса террас заключается в том, что эрозия и аккумуляция будто бы несовместимы между собой и во времени следуют только одна за другой в зависимости от направления вертикальных тектонических движений. На самом же деле оба эти процесса сопутствуют друг другу на любой стадии развития долины, хотя один из них под воздействием различных, в том числе и тектонических, причин может преобладать над другим, определяя тем самым общее направление формирования речных террас.

В связи с геотектонической трактовкой речных террас нужно остерегаться еще одной методической ошибки, которую иногда делают. Она заключается в том, что относительную высоту террас, вызванных прерывистыми поднятиями, приравнивают высоте отдельных пульсаций земной коры за соответствующие отрезки времени. Мало того, что глубина врезания рек после происшедших поднятий зависит от ряда геологических и геогра-

фических факторов. Следует еще учитывать, что в условиях тектонически воздымающейся горной страны даже выработанный продольный профиль рек не может сохранять один и тот же уклон. Этот уклон должен возрастать и, следовательно, абсолютная высота дна долины (уреза реки) на данном поперечном профиле с поднятием гор также в какой-то мере должна увеличиваться. Увеличение уклона и поднятие дна долины вызываются тем, что при поднятии гор и их расчленении на все большую

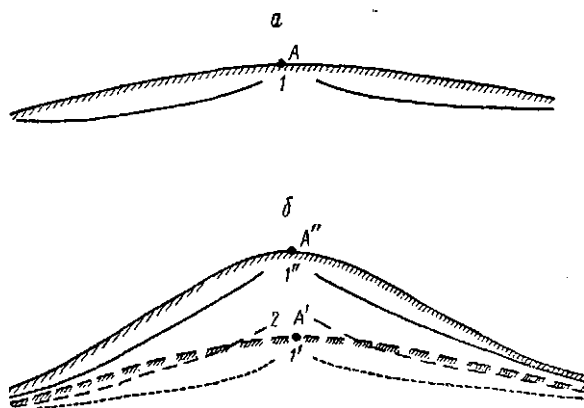


Рис. 62. Развитие продольного профиля рек при поднятии и денудации гор. Объяснения в тексте

глубину в реки поступает соответственно большее количество обломочного материала, для транспортировки которого вниз по долине необходим все более значительный продольный уклон водного потока.

На рис. 62, а показан схематический поперечный профиль низкой и плоской горной возвышенности (А) с выработанным продольным профилем (1). На рис. 62, б показан рельеф того же района после значительного поднятия, в результате которого продольный профиль рек из положения (1') занял положение (1''). Вследствие увеличения уклона поток врезался в свою долину и выработал продольный профиль (2), занимающий промежуточное положение между профилями (1') и (1''). При этом оказывается, что амплитуда поднятия территории (1')—(1'') больше относительной высоты террасы (2)—(1'').

Можно представить себе и другое направление развития рельефа, о котором писал М. В. Пиотровский (1948), когда высокая горная страна (А'') с выработанным продольным профилем долин (2) в условиях тектонического покоя с течением времени снижается до положения (А'). Это вызывает выработку более пологого и низкого продольного профиля рек (1'), по от-

ношению к которому прежнее дно долины (2) представляет собой надпойменную террасу.

Причинами образования террас, кроме тектонки и процесса выравнивания транспортирующей способности потока, могут быть еще: 1) колебания базиса эрозии; 2) изменения климатических условий; 3) изменения размываемости вскрываемых эрозией горных пород (Маккавеев, 1955; Щукин, 1960; Маккавеев и др., 1961).

Таким образом, прежде чем судить о тектонических движениях, необходимо сначала попытаться истолковать строение террас, их поперечный и продольный профили (разрезы) нетектоническими (климатическими и пр.) факторами, а также исходить из особенностей и закономерностей самого процесса развития долин, протекающего сопряженно с развитием рельефа междуречий.

ИЗУЧЕНИЕ КОРЕННЫХ БЕРЕГОВ

От водораздельных форм коренные берега или склоны долин обычно отделяются бровкой. Если последняя выражена нечетко, вершину коренных берегов проводят по линии наиболее резко очерченного перегиба поверхности. Иногда границу долины приходится проводить совершенно условно, так как склоны водораздельных форм и долин незаметно переходят друг в друга.

Непосредственным основанием коренных склонов служат надпойменные террасы, с поверхностью которых они сочленяются по линии тылового шва. Где надпойменные террасы отсутствуют (размыты), основание коренных берегов проводят по тыловому шву поймы, а в местах интенсивной боковой эрозии — даже по берегу реки. В последнем случае коренные берега развиты на всю высоту от бровки до поймы или уровня реки.

В полевых условиях используют все возможности непосредственного наблюдения соотношений между формой склонов и их геологическим строением. Каждое обнажение коренных горных пород описывают и тут же сопоставляют с рельефом, отмечая петрографический состав горных пород, последовательность залегания пластов, абсолютные и относительные отметки контактных поверхностей между ними, очертания и угол падения частей склонов, срезающих пласты различного петрографического состава, структурно-денудационные ступени, обусловленные чередованием пород неодинаковой прочности, оползневые явления, приуроченные к выходам на дневную поверхность водоупорных и водоносных горизонтов и пр. Такие же наблюдения ведут непрерывно между обнажениями.

На основании имеющихся геологических материалов (карт, разрезов, колонок), дополненных полевыми наблюдениями геоморфологов, устанавливают геологическое строение коренных

склонов. Собранный фактический материал должен обеспечить составление серии поперечных геолого-геоморфологических разрезов и сводного продольного разреза долины с обозначением петрографического типа коренных пород, характеристикой их устойчивости против выветривания и денудации и подверженности различным рельефообразующим процессам при данных климатических условиях.

На поперечных разрезах линию профиля проводят так, чтобы передать характерные для склонов морфологические подробности и те их элементы, которые обусловлены оползневыми, обвальными и другими рельефообразующими процессами. Такой прием позволяет наглядно отобразить зависимость формирования коренных склонов от состава и условий залегания горных пород. Также наглядны продольные разрезы, на которых, кроме геологического строения, показывают характерные элементы склонов: структурно-денудационные площадки, уступы, оползневые зоны и пр.

Склоны долин развиваются сопряженно с руслом реки и речными террасами. Как и последние, они должны быть расчленены на свои возрастные категории, или генерации. Однако решить эту задачу не всегда легко, так как склоноформирующие процессы непрерывно преобразовывают рельеф, стирая признаки его первоначального, более древнего происхождения.

Разновозрастные элементы рельефа проще всего выделяются, когда хорошо выражены цикловые речные террасы и сопряженные с ними склоны. Если терраса и сопряженный с нею склон полностью размыты в результате боковой эрозии реки, то это означает, что возник новый, более высокий склон, подчиненный нижерасположенной молодой флювиальной поверхности. Его нельзя делить по вертикали на разновозрастные части в соответствии с предполагаемыми уровнями размытых террас, так как от сопряженных с ними первоначальных склонов ничего не осталось. Также следует считать более молодым склон, который в результате денудационно-аккумулятивных процессов полностью перестроился применительно к новому нижерасположенному базису денудации, так что ранее существовавшие террасы и сопряженные с ними уступы были частично размыты, а частично перекрыты склоновыми отложениями.

Динамичность рельефа, непрерывно перестраивающегося применительно к новым базисам денудации, вынуждает ограничивать количество возрастных генераций склонов, объединять их в комплексы в соответствии с возрастными комплексами террас, о которых было сказано выше. Как правило, могут быть выделены склоны современные деятельные и педетельные (опирающиеся на уровень реки и пойму), четвертичные и дочетвертичные, сопряженные соответственно с четвертичными и дочетвертичными комплексами террас. Если позволяет масштаб съемки, гео-

лого-геоморфологические условия района и фактический материал, эти обобщенные определения возраста склонов должны быть детализированы.

По происхождению склоны долин рассматривают как результат взаимодействия флювиальных и склоновых процессов. В приречной зоне, находящейся в сфере деятельности потока в меженное и паводковое время, это взаимодействие совершается и сейчас. Выше поймы коренные берега развивались преимущественно под воздействием склоновых процессов, в основном определивших существующий морфологический облик рельефа.

Наблюдениями около русла устанавливают места глубинной и боковой эрозии потока, где соответственно справа и слева или только по одну сторону от реки возникают эрозионные уступы, превышающие уровень паводковых вод. По преобладающим здесь гравитационным процессам различают склоны: обвальные, осыпные, оползневые, смешанного происхождения (при участии комплекса разнообразных гравитационных процессов и плоскостного смыва). Кроме того, выделяют стенки срыва и аккумулятивные шлейфы, которые бывают развиты в разной степени в зависимости от соотношений интенсивности речной эрозии и гравитационных процессов. Там, где сила водного потока достаточна, чтобы уносить весь или почти весь поступающий сверху обломочный материал, формируются голые обрывы, которые представляют собой стенки гравитационного срыва. При ослаблении силы потока или же усилении гравитационных явлений образуются стенки срыва с хорошо развитыми обвально-осыпными и оползневыми шлейфами. Склоны естественного откоса, подверженные лишь оплывным смещениям и плоскостному смыву, свидетельствуют о затухании как обвально-осыпных и оползневых процессов, так и водной эрозии.

В образовании названных разновидностей склонов участвуют обнажающиеся здесь четвертичные и коренные породы. При описании обнажений устанавливают влияние состава пород, выходов подземных вод на качественное своеобразие, динамику гравитационных процессов, на морфологические особенности склонов.

Склоны, опирающиеся на поверхности надпойменных террас или на пойму, обычно бывают сформированы под ведущим воздействием медленных гравитационных процессов (дефлюкционных, криосолифлюкционных) и плоскостного смыва. Они пологие, длинные, со сглаженной бровкой, иногда совсем незаметно сливаются с водораздельными поверхностями. Такие склоны (включая уступы террас) сложились в условиях, которые могли сильно отличаться от современных, и поэтому об их генезисе нельзя судить по современным геоморфологическим процессам.

Морфологические признаки древнего склонообразования, которые проявляются в формах микрорельефа, быстро перестраи-

вающихся в новых условиях, часто оказываются утраченными. Тем более должны привлечь внимание исследователя сохранившиеся реликтовые формы, например криосолифлюкционные, мерзлотные, которые возникли в перигляциальной зоне во время оледенения, или формы плоскостного смыва и дефлюкции, возникшие в условиях теплого влажного климата. Правильная выпукло-вогнутая форма склона позволяет предполагать, что в его выпуклой верхней части ведущую роль играл плоскостной смыв, а в нижней вогнутой — делювиальная аккумуляция. Едва заметные плоские вмятины и взбугрения, неправильные ступенчатые перегибы в общем довольно ровной покатой поверхности могут указывать на дефлюкционное и криосолифлюкционное смещение рыхлого материала.

Бровки и вгибы сохраняют здесь значение важных общегеоморфологических рубежей, ограничивающих отрезки склонов не только разного геологического строения или возраста (о чем было сказано выше), но и разного генезиса. Представляя естественные рубежи между разнородными частями земной поверхности, бровки не всегда служат границей более молодого эрозионного вреза. Нередко одно только постепенное нарастание угла падения выпуклого, однородного в геологическом отношении склона оказывается достаточным, чтобы верхняя пологая часть склона обособилась от нижней, более крутой, подверженной более интенсивным оплывным или дефлюкционным смещениям рыхлого материала.

Путем изучения геологического строения устанавливают: поверхности склоновой денудации (т. е. склоны и отрезки склонов, срезающие коренные или четвертичные несклоновые отложения), аккумулятивные шлейфы, сложенные коррелятивными склоновыми отложениями, рельеф подстилающей поверхности коренных пород, стратиграфию склоновых отложений с подразделением их на отдельные горизонты различного состава, генезиса и возраста, форму залегания каждого из этих горизонтов, характер контактных поверхностей между ними, соотношения с аллювиальными отложениями террас.

По генезису аккумулятивных шлейфов судят о происхождении склонов в целом, а по чередованию в разрезах горизонтов (слоев) различного состава, генезиса и возраста — о меняющихся условиях и истории формирования склонов. Первичный уклон выделенных горизонтов, их контактных поверхностей, погребенных почв, слоистости (правда, не всегда отчетливой) указывают угол падения склонов, на которых происходило накопление сносимого сверху рыхлого материала. Сравнивая контактные поверхности отдельных горизонтов аккумулятивных шлейфов между собой и с подстилающими коренными породами, устанавливают изменения со временем формы и угла падения склонов (рис. 63).

Изучение контактов между склоновыми и аллювиальными отложениями дает ключ к выяснению соотношений склоновых и флювиальных процессов в формировании долин и относительно-го возраста соответствующих их элементов. Здесь возможны следующие три основных случая:

1. Аллювий залегает на склоновых отложениях или прислоняется к ним, свидетельствуя о более древнем этапе склонообразования, чем этап формирования террасы.

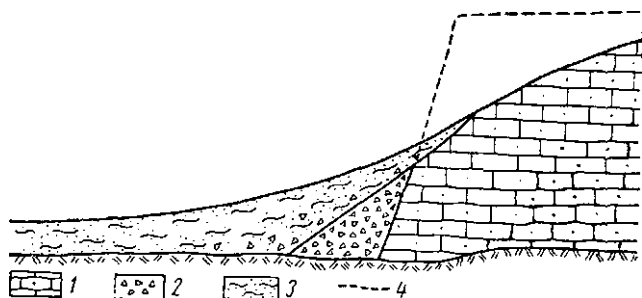


Рис. 63. Правый делювиальный склон р. Подгорной (Калачская возвышенность, д. Ширяево):

1 — белый мел; 2 — меловая щебенка осыпного шлейфа; 3 — суглинки делювиального шлейфа; 4 — предшествующая осыпная стадия развития склона

2. Склоновые отложения спускаются в долину, смыкаются с аллювием и замещаются им, свидетельствуя об одновременности и взаимообусловленности террасо- и склонообразования.

3. Склоновые отложения спускаются на поверхность террас, формируя наложенные аккумулятивные шлейфы. Это свидетельствует о последующем этапе склонообразования, сопряженном с частичным размывом и погребением ранее возникших речных террас.

Все эти случаи, особенно последние два, часто наблюдаются в одном и том же контакте, свидетельствуя о первоначальном взаимоувязанном формировании склонов и террас (в фазу пойменного развития последних) и о всдущей роли склоновых процессов в дальнейшем развитии рельефа и преобразовании первичных террасовых поверхностей. Очевидно, чем выше, т. е. чем древнее террасы, тем сложнее строение опирающихся на них аккумулятивных шлейфов (включая шлейфы в основании уступов террас). Это объясняется тем, что в разрезах склоновых отложений запечатлены различные по длительности этапы формирования рельефа, начиная со времени образования соответствующих террас и по настоящее время.

Под воздействием склоновых процессов бортовые части долин могут утратить свою террасированность. В этом случае

только путем детальных геологических работ удастся выяснить, что морфологически единые склоны или отрезки склонов на самом деле представляют собой сложные образования, включающие обрывки разновозрастных террас, частично размытых, частично же сохранившихся в погребенном виде под чехлом склоновых отложений.

Расчленение склоновых отложений по генетическим и возрастным признакам, изучение условий их залегания и распространения на различных элементах долин и других форм эрозионного рельефа позволяют сделать широкие общие выводы об истории развития рельефа на фоне меняющейся палеогеографической обстановки (Оводов, 1959; Басаликас, 1965) (рис. 64).

ИЗУЧЕНИЕ ЭРОЗИОННЫХ ФОРМ РАВНИН

Флювиальные (донные) и склоновые элементы, сочетаясь, образуют долины, балки, овраги, в отношении которых как целостных эрозионных форм рельефа проводят дополнительные наблюдения.

Изучение долин

Устанавливают общий облик долин в поперечном профиле (симметричный, асимметричный); в чем выражается асимметрия — в различной высоте и крутизне склонов, их генетической и геологической неоднородности, неодинаковой степени развития террас. Определяют общую ширину долин между бровками коренных берегов, ширину дна (современного, т. е. пойменного, и вместе с террасами).

Прослеживая долины в продольном направлении, выясняют, как изменяется их поперечный профиль — постепенно или резко на определенных рубежах, в чем состоит это изменение, например в перемене ориентировки асимметрии, увеличении глубины долины, крутизны склонов, ширины всех террас или только отдельных террасовых уровней (поймы, надпойменных террас), изменении генетических признаков долинных элементов.

Изучают рисунок долинной сети в плане, обращая особое внимание на резкие повороты (изломы) долин, их крутые изгибы (луки), на возможное резкое изменение поперечного и продольного профиля долины в местах таких резких поворотов, при впадении притоков.

Для объяснения всех выявленных особенностей долин привлекают данные о геологическом строении территории, о петрографическом составе пород, условиях их залегания, древних и новейших структурах, истории развития долин и пр.

Типологию долин как итог их изучения в целом строят по различным признакам: морфологическим, структурно-литологи-

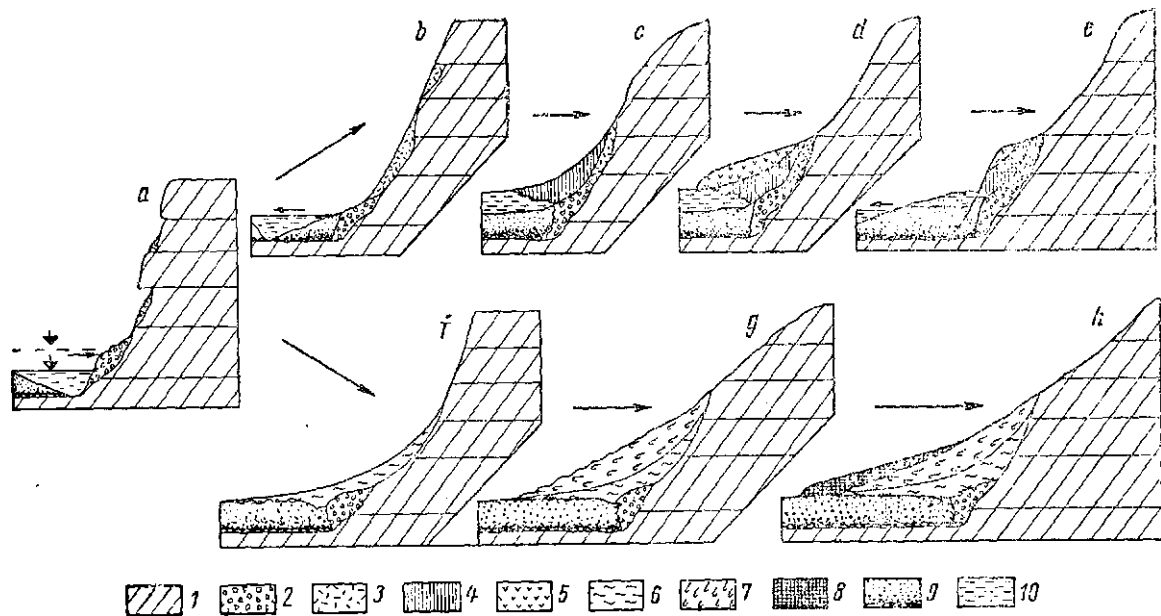


Рис. 64. Эволюционные ряды долинных склонов Литвы (по А. Басалику):

a — подмываемый рекой обрыв, отступающий под действием регрессивного обвалования; *b* — обрыв, выравненный осыпями после прекращения регрессивного обвалования; *c* — выпукло-вогнутый склон, образованный площадным смывом и делювиальной аккумуляцией; *d* — вогнутый склон на участке проявления струйчатой эрозии; *e* — сложный склон, омоложенный повторным подмывом со стороны реки; *f* — крутой вогнутый склон, образованный свободной солифлюкцией в перигляциальных условиях; *g* — пологий бугристый склон, образованный связанной солифлюкцией в перигляциальных условиях; *h* — пологий вогнутый склон антропогенного воздействия с террасой напашивания; 1 — морщинные и межморщинные неоднородно устойчивые породы; 2 — обвалы образованные; 3 — осыпные образования; 4 — тонкозернистые делювиальные образования; 5 — выносы струйчатой эрозии; 6 — бесструктурные солифлюкционные образования; 7 — солифлюкционные образования с пликациями; 8 — папашь; 9 — русловой аллювий; 10 — пойменный аллювий

ческим, общегеографическим, по стадиям и циклам развития, по возрасту и др. Каждый из названных признаков может быть положен в основу самостоятельной классификации, представляющей большую теоретическую и практическую ценность. Среди разнообразных классификаций особого внимания заслуживают те, которые рассматривают долины в целом в динамическом плане как формы, состоящие из парагенетически связанных донных (флювиальных) и склоновых элементов. Следуя такому пути, долины можно разделить на зачаточные, с неразвитым дном, пойменные (простые) и террасированные (сложные). Последние представляют собой вложенные одна в другую простые долины с разновозрастными генерациями террас и склонов.

По характеру дна долин можно различать следующие их категории:

1. По количеству террас: с одной поймой, с одной, двумя и т. д. надпойменными террасами.

2. По типу террас: с эрозионными, эрозионно-аккумулятивными, аккумулятивными террасами, террасами смешанных типов.

3. По соотношению террас между собой: с наложенными, вложенными, прислоненными, врезанными террасами.

4. По развитию террас на поперечном профиле: с симметрично или асимметрично (односторонне) развитыми террасами.

Эти признаки, разнообразно сочетаясь друг с другом, образуют множество категорий долин, которые устанавливают в зависимости от конкретных условий изучаемого района. Для оценки современной динамики и стадии развития долин нередко особенно важной оказывается классификация долин по типу и степени развития поймы.

Также весьма разнообразны долины по характеру склонов. Наиболее широко распространены долины со сложными склонами, состоящими из отрезков разного генезиса и возраста.

Категории долин, выделяемые по характеру склоновых и донных элементов, должны быть увязаны в единой системе. Эта задача облегчается тем, что склоны и террасы развиваются в долинах как единое парагенетическое целое и их категории взаимно соответствуют друг другу.

Изучение балок

В развитых балках хорошо различаются донные и склоновые элементы: сухое русло, по которому осуществляется лишь временный сток, современное дно, заливаемое при таянии снега или в период обильных дождей, террасы, склоны, которые состоят из отдельных отрезков различного генезиса и возраста.

Балочные террасы часто бывают размыты или замаскированы склоновыми отложениями. О наличии террас иногда судят

по «плечам» склонов, т. е. остаткам вогнутого в поперечном профиле сильно выположенного основания склонов при сочленении их с поверхностью террас. Путем изучения их геологического строения устанавливают, сложены ли эти формы только склоновыми осадками (чаще всего делювиальными или дефлюкционными) или же здесь встречаются остатки древнего балочного аллювия в непосредственной близости к тыловому шву древней террасы.

При описании и интерпретации разрезов следует учитывать специфические особенности современного и древнего балочного аллювия (Шандер, 1951). Балочный аллювий в основном состоит из однообразных суглинков и супесей с тонкой, почти горизонтальной слоистостью, которые являются до известной степени генетическим аналогом пойменного горизонта речного аллювия. На разных уровнях в эту толщу включены небольшие линзы косослоистых песков, часто пылеватых или глинистых — аналогов руслового аллювия, накопившегося в блуждающем балочном тальвеге. В нижней части толщи этих осадков больше, так что иногда они образуют как бы базальный горизонт. Кроме того, в балочном аллювии содержится значительная примесь материала, снесенного с прилегающих склонов, т. е. преимущественно делювиального и дефлюкционного мелкозема, так что эти отложения имеют смешанный аллювиально-делювиальный и дефлюкционный генезис. Нередко они с трудом отличаются от собственно склоновых отложений, накопившихся уже после врезания водотока и образования новой балочной террасы.

По своему составу балочный аллювий полностью зависит от пород, залегающих в пределах только данного микроводосбора. В нем могут содержаться обломки и зерна материала, принесенного временными водотоками из вершины водосбора, а также мелкозем, смытый или сплывший с прилегающих склонов. Обломки отличаются слабой окатанностью.

Изучая продольный профиль балок, не следует забывать о специфических условиях его развития в связи с образованием конусов выноса. Каждая балочная терраса обычно сочленяется не с речной террасой непосредственно, а с наложенным на нее конусом выноса. Рост конуса вызывает регрессивную аккумуляцию на дне балки, а его срезание — регрессивную эрозию. В связи с блужданиями реки конусы выноса то размываются, то вновь возникают, обуславливая образование серии балочных террас. Их следует отличать от цикловых террас, возникающих вместе с цикловыми речными террасами.

При описании конусов выноса балок отмечают их размеры в плане (среднюю длину радиуса линии основания), высоту, т. е. превышение вершины над основанием или над поверхностью террасы, на которую наложен данный конус, максимальную мощность отложений в вершине конуса, которая определяет ве-

личину подпора временных водотоков и дополнительную мощность балочного аллювия. Проследивая террасы вверх по балкам, устанавливают, как далеко сказываются подпор, а также оживление глубинной и регрессивной эрозии, обусловленные то разрастанием, то уничтожением (размывом) конусов.

Террасовидные остатки размытых конусов выноса отличаются от настоящих речных террас следующие диагностические признаки: наклонный в обе стороны от устья балок тыловой шов террасовых ступеней, радиальный наклон их поверхности, грубозернистый состав материала против устья балки и быстрое его измельчение с удалением в любом направлении, преобладание слабо окатанного местного материала, вынесенного из ближайшей балки.

Оценивая строение балок в целом, устанавливают, как изменяется их поперечный профиль от вершины до устья, чем вызваны эти изменения. Прежде всего необходимо

учесть, что балки сравнительно с долинами обладают более крутым падением и на коротком протяжении последовательно вскрывают всю серию четвертичных и коренных пород, слагающих исследуемый район. Быстрые резкие изменения морфологии названных форм часто бывают вызваны чередованием в геологическом разрезе пластов разного литологического состава. Одновременно большое влияние оказывают условия залегания горных пород и то, как по отношению к структурам расположены тальвеги.

Общий облик балок и их отдельных отрезков зависит также от цикла и стадии их развития. Местами балки живут еще в

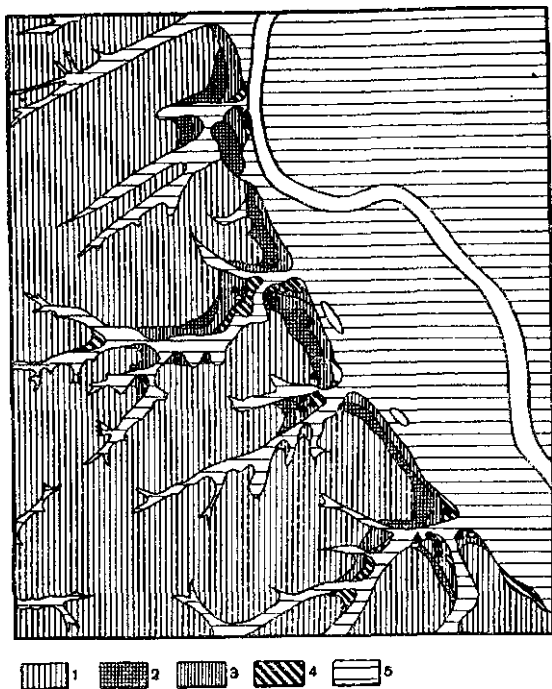


Рис. 65. Геоморфологическая схема
(по Г. И. Лазукову):

1 — водораздельные участки; 2 — терраса (35—40 м);
3 — вторая терраса; 4 — первая терраса; 5 — пойма
реки и днища балок

древнем эрозионном цикле, связанном с надпойменными террасами речных долин, нередко характеризуются сохранившимися признаками перигляциального рельефообразования. Те же балки близ долин бывают прорезаны более глубокими крутосклонными эрозионными формами, опирающимися на уровень поймы. Подобные обстоятельства устанавливают путем прослеживания балочных террас и склонов и их сопоставления с террасами и склонами речных долин (рис. 65).

Типологию балочных форм устанавливают по морфометрическим, литологическим признакам, по характеру склоновых и донных элементов. Наряду с простыми балками, в морфологии которых наблюдаются признаки одного цикла развития, выделяют сложные балки с террасированными днищами и ярусным строением склонов. Часто встречаются, например, пологосклонные террасированные формы с вложенными в них крутосклонными узкодонными балочными врезами.

Изучение оврагов

Овраги — это современные формы, морфология и динамика которых зависят от геолого-географических условий, сложившихся в результате предшествующего длительного развития и от хозяйственного использования территории. Поэтому к ним применима изложенная выше методика изучения современной динамики рельефа (см. гл. 10).

По отношению к древним эрозионным (долинно-балочным) формам различают овраги донные, склоновые и верховые, или водораздельные. У донных оврагов водосбор полностью совпадает с водосбором балок, дно которых они прорезают. Границы такого водосбора проводят по крупномасштабным топографическим картам, а затем уточняют в поле. Наряду с общим бассейном всего оврага проводят границы водосбора его вершины.

Чтобы установить границы водосборов, в поле глазомерно и инструментально прослеживают линии стока поверхностных вод, т. е. линии наибольшего падения пораженных оврагами склонов долин, балок и водоразделов. Эта задача облегчается, когда поверхностные воды вырабатывают сеть мелких форм начальной линейной эрозии в виде потяжин, борозд, промоин и водороин, хорошо прослеживаемых на местности и на аэрофотоснимках. Обычно к каждому оврагу тяготест своя система микроформ начального размыва, которая позволяет оконтурить водосбор, а затем найти все необходимые его характеристики.

По плановому рисунку линий стока и форм начальной эрозии определяют тип водосбора: собирающий, рассеивающий или прямой с соответственно сходящимися, расходящимися или параллельными линиями стока. Далее внутри каждого овражного водосбора устанавливают длину линий стока, продольные укло-

ны, разности высот, геологическое строение, характер и состояние почвенно-растительного покрова, в частности залесенность территории, границы и особенности различных сельскохозяйственных угодий. От названных факторов зависит энергия поверхностного стока, противоэрозионная стойкость почвенно-грунтовых масс, интенсивность и глубина линейного размыва.

Овраги легко доступны полевому наблюдению. Их поперечное и продольное профилирование уже в поле дает наглядные результаты, так как профили, благодаря хорошей обнаженности стенок оврагов, удается насытить необходимым геологическим содержанием. Совершая маршрут от вершины до нижнего конца оврага, последовательно описывают морфологию, геологическое строение и современную динамику всех его частей (Соболев, 1948, Косов, 1951).

Типологию оврагов устанавливают в зависимости от особенностей сочетания склоновых и донных элементов и совершающихся на них процессов. Различают следующие основные типы овражных форм.

Овраги выноса — клиновидные, интенсивно эродируемые, с узким двом, со склонами (стенками) обвалью-осыпного срыва, сложенными породами в коренном залегании.

Овраги с обвалью-осыпными, реже оползневыми шлейфами — формируются при некотором замедлении темпов развития. Рыхлые массы, поступающие со склонов, полностью не уносятся русловыми потоками и накапливаются у подножия стенок срыва в виде обвалью-осыпных или оползневых шлейфов. Склоны несколько выполаживаются, гравитационные процессы ослабевают.

Овраги со склонами естественного откоса — относятся к слабо развивающимся, затухающим овражным формам. Склоны падают под углом естественного откоса ($35-40^\circ$) и подвергаются лишь оплыванию и плоскостному смыву. На склонах и местами на днище наблюдается разреженный травяной покров.

Лога — эрозионные формы с задернованными склонами естественного откоса, несколько сложенными оплывными процессами и плоскостным смывом, с расширенным ровным задернованным днищем. Относятся к переходным формам от оврагов к балкам, хотя по своим размерам и морфологическим признакам ближе стоят к первым, чем ко вторым.

В экспедиционной обстановке наблюдать овражную эрозию в действии обычно не удастся. Только при благоприятных условиях во время таяния снежного покрова или ливневых осадков можно зафиксировать совершающуюся на глазах эрозионно-аккумулятивную деятельность водных потоков, рост и углубление оврагов, разрушение и отступление их стенок, механизм этих процессов (обваливание, осыпание, оползание, смыв, течение разжиженного грунта, разрывы и смещения дернового слоя), оце-

нить совершающиеся процессы качественно и количественно (на сколько вырос овраг, какой по объему массив грунта обрушился на дно оврага и пр.).

Более часто приходится использовать опросный и картографический методы изучения динамики оврагов. Кроме того, об интенсивности овражной эрозии судят по следующим косвенным признакам.

Признаки интенсивного роста оврагов: округлые или расширенные в плане очертания вершины, обрывистость, нависание вершинной стенки, водобойная яма у ее подножия, свежие обвалы, осыпные и прочие пагромаждения на дне с кусками сохранившегося дернового слоя, трещины, суффозионные норы и колодцы около вершины на прилегающей поверхности склона или на дне балки. Признаки интенсивной глубинной эрозии: узкое дно с обнажающимися породами ложа, обрывистые обнаженные стенки гравитационного срыва, отсутствие или слабое развитие неустойчивых аккумулятивных гравитационных шлейфов (овраги выноса).

Признаки слабого роста оврагов: клиновидные в плане очертания вершины, плавный пологий переход поверхности склона или дна балки в дно оврага на продольном профиле, хорошо развитый растительный покров. Признаки слабой глубинной эрозии: расширенное дно со слабо выраженным руслообразным понижением, сползшие склоны естественного откоса или стенки с устойчивыми гравитационными шлейфами, хорошо развитый дерновый покров. Интенсивность регрессивной и глубинной эрозии оврагов можно оценить и по более подробной шкале (см. Родзевич и Сетунская, 1961).

Изучение долинно-балочно-овражной сети в целом

Изучение отдельных долин, балок и оврагов дополняют изучением их соотношений и сочетаний. При этом сначала обращаются к древним формам, т. е. долинам и балкам, составляющим основу эрозионной сети как и эрозионного рельефа равнин вообще.

Возрастные и генетические соотношения долин главных рек и притоков, долинных и балочных форм устанавливают путем их сравнительного общеморфологического изучения, включая сравнительное изучение их склоновых и донных элементов, особенно террас.

Встречаются следующие основные случаи соотношений террас главной реки и притока:

1. В долинах главной реки и притока развито одинаковое количество террас, которые взаимно увязываются друг с другом — долины одновозрастные, развивались сопряженно.

2. Вдоль притока прослеживается меньше террас, чем вдоль

главной реки, за счет выпадения верхних уровней — долина притока моложе долины главной реки; время ее заложения фиксируется самой высокой террасой притока.

3. Вдоль притока прослеживается больше террас, чем вдоль главной реки выше по ее течению — долина притока древнее долины главной реки; последняя должна рассматриваться как приток ранее возникшей речной артерии.

4. Вдоль притока прослеживается меньше террас, чем вдоль главной реки, за счет выпадения (выклинивания) нижних уровней — долина притока одновозрастна долине главной реки, но развивается («живет») еще в древнем флювиальном цикле, соответствующем самой нижней террасе притока.

Взаимное увязывание и сопоставление террас помогают выяснению истории развития долинно-балочной сети с образованием новых и отмиранием старых долинных форм, их смещениями и перехватами. Аналогичным путем прослеживают и увязывают между собой выделенные генерации склонов различного генезиса и возраста, в результате чего существенно дополняется представление об эрозионной сети и ее развитии. Эрозионная сеть рассматривается как комплекс сложных форм, состоящий из вложенных одна в другую простых форм (долин, балок), разнообразно сочетающихся в пределах исследуемой территории.

Группировки эрозионных форм можно свести к следующим основным случаям.

1. Наиболее полное сочетание вложенных одна в другую простых форм различного возраста — эрозионный рельеф преемственно формировался с древнейших этапов до настоящего времени.

2. Сочетание древних эрозионных форм, не освоенных более молодой эрозионной сетью, — реликт древнего рельефа, сохранившийся до настоящего времени.

3. Сочетание наиболее молодых долинно-балочных форм — свежий эрозионный рельеф, заново освоивший территорию или полностью переработавший более древние эрозионные формы.

При общей характеристике эрозионной сети оценивают в отдельности долинное и балочное расчленение рельефа, особенности распространения различных типов долинных и балочных форм с определением количественных показателей густоты, глубины эрозионной сети в целом и отдельных ее типов.

Овражную сеть изучают как самостоятельный элемент эрозионной сети, развившийся в зависимости от сложившихся древних (долинно-балочных) форм и от других природных, экономико-географических и исторических условий территории. Собранный фактический материал систематизируют по овражной сети в целом и отдельно для донных и склоновых оврагов. Среди последних, кроме того, различают собственно овраги и формы начальной линейной эрозии. Это позволяет установить более кон-

клетные признаки овражного расчленения территории и его зависимость от множества отмеченных выше факторов.

Полноценное изучение эрозионной сети возможно только в ее связи с водораздельными формами. Соответственно полное представление об эрозионном рельефе равнин складывается лишь тогда, когда этот рельеф рассматривают как закономерное сочетание и взаимодействие долинно-балочно-овражных и водораздельных форм.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ГОРНО-ЭРОЗИОННОГО РЕЛЬЕФА

Горно-эрозионный рельеф возникает в орогенических зонах вследствие интенсивных новейших поднятий земной коры, сопровождаемых столь же интенсивной эрозией водотоков. При этом развивается густая сеть глубоких эрозионных понижений, крутые склоны которых во многих местах пересекаются своими вершинами, создавая картину разветвляющихся горных хребтов и их отрогов с характерными для них острыми или округлыми гребнями и вершинами. Там же, где на вершинах гор сохраняются остатки ранее сформированных поверхностей выравнивания, наблюдается резкий переход сглаженных склонов в значительно более крутые склоны глубоких горных доли (ущелий). Этот переход часто бывает выражен в виде четкой бровки, которая хорошо прослеживается в природе, а также на крупномасштабных картах и аэрофотоснимках, позволяя отделить молодой горно-эрозионный рельеф от яруса древних поверхностей выравнивания.

Чтобы разобраться во всем сложном переплетении дробно расчлененных форм, прослеживают основные элементы и возрастные генерации эрозионного рельефа, т. е. речные террасы и сопряженные с ними склоны, прежде всего по крупным долинам, а затем по их притокам, вплоть до самых мелких разветвлений эрозионной сети. Программа и приемы изучения в основном те же, о которых было сказано выше, но в отличие от равнин в горах приходится учитывать существенно иные условия развития рельефа, которые накладывают свой отпечаток на внешний облик форм, их геологическое строение, а вместе с тем и на методику исследований.

Изучение речных террас

Речные террасы в горных долинах прослеживаются фрагментарно и даже совсем не сохраняются вследствие размыва самой рекой или боковыми водотоками. Кроме того, на рельеф сильно воздействуют гравитационные склоновые процессы, которые раз-

рушают террасы или погребают их под своими наносами. Поэтому нужно очень внимательно изучать склоны долин и горных хребтов, фиксируя все террасовидные ступени, которые могут оказаться остатками древних флювиальных днищ. Чтобы убедиться в этом, изучают геологическое строение ступенчатых форм с целью обнаружить слагающий речные террасы древний аллювий.

В горах широко распространены эрозионные террасы со сравнительно маломощными крупнообломочными русловыми отложениями. Хотя возможность размыва древнего аллювия очень велика, остатки его обычно все же сохраняются в виде россыпей и скоплений характерного для гор хорошо окатанного валунно-галечного материала. Такие россыпи и даже находки единичных галек позволяют судить о флювиальной природе обнаженных на склонах отдельных террасовидных перегибов. Особое внимание привлекают хорошо сохранившиеся террасы и наиболее полные разрезы древнего аллювия, которые чаще всего встречаются в местах пересечения реками тектонических депрессий, выходов на поверхность легко размываемых пород, в продольных отрезках долин, в предгорьях.

В условиях горного рельефа, сложившегося под воздействием резко дифференцированных тектонических поднятий, разнообразных структурно-петрографических и экзогенных факторов, количество террас, их ширина, относительная высота, состав и мощность аллювия быстро меняются на протяжении рек. Учитывая это обстоятельство, а также большую вероятность размыва террас, следует по возможности чаще закладывать поперечные профили и непрерывно прослеживать террасы вдоль долин. Так как в горах не все места удастся посетить, недостающий материал восполняют путем изучения крупномасштабных карт, аэрофотоснимков и материалов фототеодолитной съемки.

При сопоставлении отдельных обрывков террас между собой учитывают такие широко распространенные в горах явления, как разрывные и складчатые деформации земной коры. Особенно тщательно изучают отрезки долин, где террасы сходятся и перекрещиваются или же расщепляются и расходятся, где наблюдаются резкие смещения террас по разрывам, резкие изменения геологического строения террас с переходом их из эрозионных в аккумулятивные, и наоборот.

Продольное профилирование долин осложняется тем, что вместе с цикловыми террасами, отражающими общие крупные изменения условий рельефообразования (тектонические колебания, изменения климата, чередование ледниковых и межледниковых эпох), в горах часто встречаются террасы врезания, локальные террасы, псевдотеррасы. Террасы врезания возникают в результате длительного непрерывно совершающегося выравнивания продольного профиля горных рек. Локальные террасы обуслов-

ливаются многочисленными местными базисами эрозии: выходами особо прочных пород, узко локальными поднятиями, перегораживающими реки крупными обвалами, конечными моренами. Все это служит причиной того, что отдельные отрезки долин горных рек могут формироваться до некоторой степени автономно и находиться в разных стадиях развития.

Изучение конусов выноса и континентальных дельт

Террасы горных отрезков долин прослеживают вниз по течению, наблюдая их продолжение в предгорьях и прилегающих равнинах. Здесь отмечают сочленения террас с конусами выноса, с континентальными дельтами и аллювиально-пролювиальными равнинами, погружения террас и переход их в погребенное состояние.

Конусы выноса и предгорные континентальные (сухие) дельты хорошо опознаются на картах, аэрофотоснимках и на местности по своей плоскоконической (точнее полуконической) форме, которая подчеркивается радиально расходящимися от вершины руслообразными понижениями и промоинами. Устанавливают очертания и размеры конусов в плане, форму в радиальном разрезе, геологическое строение и степень обособления характерных фациально-геоморфологических поясов, или зон.

У наиболее развитых конусов выноса и континентальных дельт выделяются следующие основные фациально-геоморфологические зоны (Курдюков, 1957; Елисеев, 1965).

1. Центральная (привершинная) с наиболее значительными радиальными уклонами, сложенная преимущественно галечниками и валунниками потоковой фации.

2. Переходная с менее значительными уклонами и вогнутой поверхностью, сложенная песчано-глинистыми отложениями с прослоями и линзами гравия и мелкого галечника.

3. Периферическая с незначительными радиальными уклонами, сложенная глинами, суглинками, алевритами с линзами и прослоями песка.

4. Краевая с почти горизонтальной поверхностью, сложенная алевритами, иловатыми глинами (фация застойных вод).

Разновозрастные конусы выноса и континентальные дельты в предгорьях располагаются ярусами друг над другом, образуя сложные пространственные сочетания. Их размеры, очертания, геологическое строение сильно меняются из-за различий режима и мощности горных рек, условий формирования в предгорьях, в особенности от неотектонических движений. Это обстоятельство позволяет широко использовать результаты изучения континентальных дельт и конусов выноса для выяснения новейших движений земной коры.

Сухие дельты бывают свободные и фиксированные (Костенко, 1955). *Свободные дельты* представляют собой формы современной аккумуляции осадков, отличаются слабо врезанной сетью ветвящихся водотоков, часто меняющих свое местоположение. Они развиваются в участках современного относительного прогибания. *Фиксированные дельты* представляют формы древней аккумуляции, в настоящее время расчлененные сетью врезанных водотоков и подверженные общей денудации. Они указывают на изменение тектонического режима — развитие поднятия на месте ранее происходившего опускания¹.

Втягивание предгорных равнин в процесс поднятия должно усиливать миграцию конусов и более быстро превращать их из свободных в фиксированные. Для того чтобы более обоснованно судить о новейших движениях земной коры в области предгорных равнин, дополнительно изучают характер миграции дельт.

Если в течение четвертичного периода, включая современную эпоху, впадина испытывает относительное прогибание и аккумуляцию, то здесь может происходить полное наложение разновозрастных осадков дельты (рис. 66). Этот случай в наиболее яркой форме наблюдается при пересечении дельтой интенсивно развивающегося разрыва (сброса или надвига), т. е. в таких условиях, при которых граница между областями относительного прогибания и поднятия морфологически четко выражена и постоянна во времени. Если поднятие растет и одновременно расширяется, сопровождаясь соответствующим расширением области денудации, то происходит миграция дельт, которая в условиях медленно развивающегося поднятия при весьма постепенном расширении области денудации проявляется в виде частичного наложения или смещения дельт, при более активном поднятии — в виде причленения или даже раздельного расположения дельт.

Обращают внимание также на очертания дельт в плане. При неравномерном расширении поднятия, при развитии частных поднятий внутри впадины направление миграции дельт может

¹ Следует иметь в виду, что свободные и фиксированные дельты могут образоваться и без воздействия тектоники. Первоначально у подножия гор возникает небольшой конус выноса с крутым наклоном, сложенный крупнообломочным материалом. В дальнейшем конус растет в сторону равнины и одновременно повышается его вершина, создавая подпор для устьевых отрезка горной долины. Расширение и удлинение конуса, расчленение гор создают условия для выполаживания гидравлического уклона потока и врезания его в дно долины, а также в конус выноса. По мере врезания старый конус становится фиксированным, а на периферии его, вдоль потока, образуется новый свободный конус с менее значительными уклонами поверхности, сложенный более мелким обломочным материалом. С выполаживанием продольного профиля потока этот конус также в дальнейшем подвергается расчленению и около него вырастает новый, еще более плоский конус. Поверхность каждого конуса вверх по течению потока в пределах более древних конусов и в горной части долины продолжается в виде террас (Маккаев, 1955).

изменяться и их контур вследствие этого будет отображать расположение формирующихся структур, даже еще не получивших отчетливого выражения в рельефе.

На рис. 67 приведены наиболее характерные формы континентальных дельт в плане. Каждая из этих форм свидетельствует об особом характере новейших тектонических движений: *а* — полуокруглая — о прогибании блока во всех частях дельты; *б* — полуовальная — о более сильном прогибании удален-

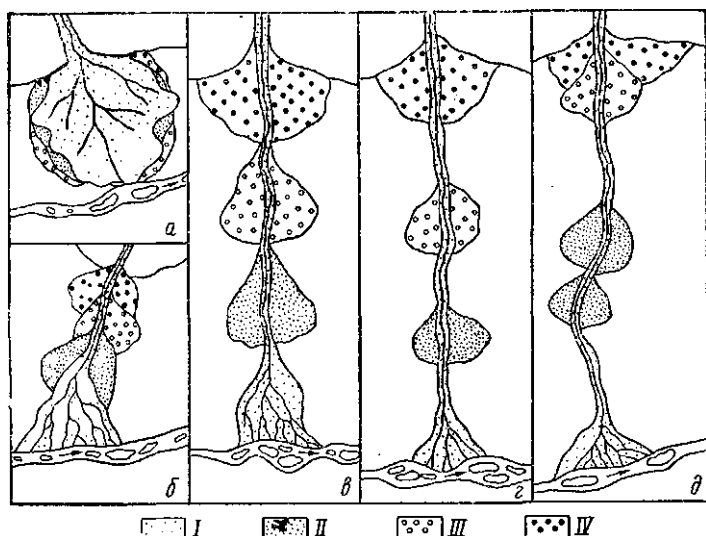


Рис. 66. Типы миграции серии разновозрастных дельт (по Н. П. Костенко):

а — полное наложение; *б* — частичное наложение; *в* — прислонение; *г* — раздельное изолированное расположение; *д* — сочетание различных типов миграции дельт; I — современные отложения; II, III, IV — комплексы четвертичных отложений соответственно от молодых до древне-четвертичных

ной от вершины части дельты; *в* — изогнутая — о максимальном прогибании в направлении, образующем острый угол с направлением склона хребта; *г* — пережатая — о воздействии на форму дельты двух соседних четковидно расположенных антиклиналей; *д* — раздутая — о существовании на площади дельты либо одной, либо двух узких синклиналей (грабенков); *е* — полуразорванная — о поднятии антиклинали (горста), пересекающей дельту.

Доказательства проявления новейшей тектоники, кроме того, получают при изучении деформаций поверхности континентальных дельт и их отложений (рис. 68, 69).

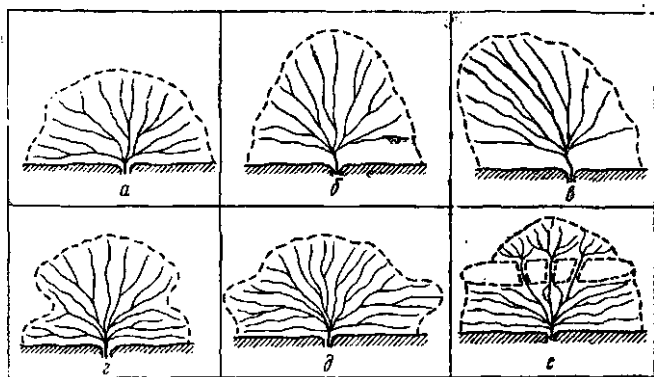


Рис. 67. Характерные формы наземных дельт в плане (по К. В. Курдюкову). Объяснения в тексте

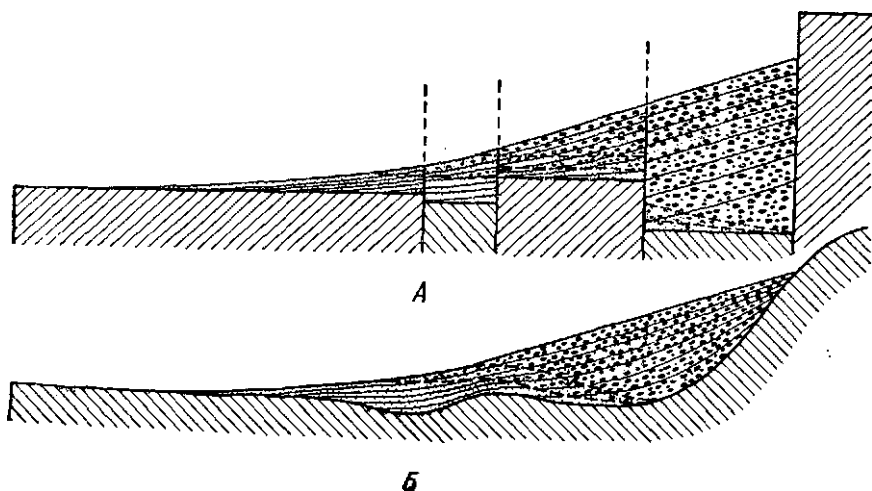


Рис. 68. Вертикальный радиальный разрез наземной дельты. А — формировавшейся одновременно с дифференцированными перемещениями блоков фундамента; Б — формировавшейся одновременно со складчатыми дислокациями фундамента — примеры тектонических перемещений, маскируемых аккумуляцией (по К. В. Курдюкову)

Склоны молодых горных долин и молодого горно-эрозионного рельефа в целом на первый взгляд не поддаются расчленению на разновозрастные отрезки и представляют собой результат как бы одного эрозионного цикла. Однако внимательный геоморфологический анализ позволяет установить, что на самом деле этот рельеф сложился не сразу, а после ряда последовательных врезаний, чередовавшихся с этапами разработки речных террас и сопряженных с ними склонов. Таким образом, следует использовать тот метод сопряженного анализа террас и склонов, о котором применительно к горному рельефу писали Ю. А. Скворцов (1948), Н. П. Костенко (1961) и другие исследователи.

Только целеустремленное изучение рельефа в поле и по аэрофотоснимкам в состоянии раскрыть сложную мозаику разновозрастных элементов горного рельефа. Большое осложнение в эту картину вносят изменяющиеся от места к месту структурно-петрографические условия, благодаря которым возникают многочисленные ступенчатые формы. Кроме того, на горных склонах, независимо от времени их заложения и основного этапа формирования, непрерывно совершаются активные процессы денудации, которые преобразуют рельеф, стирая морфологические признаки более древних этапов его развития. Однако эти дополнительные факторы не в состоянии повсеместно замаскировать систему разновозрастных элементов рельефа. Обычно удается выделить хотя бы основные генерации склонов и речных террас, которые соответствуют укрупненным отрезкам времени, морфологически отчетливо выражены и хорошо прослеживаются на местности.

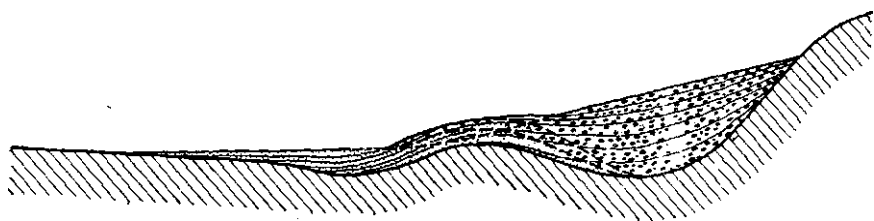


Рис. 69. Радиальный разрез наземной дельты, формировавшийся одновременно со складчатыми дислокациями фундамента — пример маскируемых отрицательных и немаскируемых положительных тектонических сдвигов (по К. В. Курдюкову)

В условиях горного рельефа современный облик молодых (четвертичных) склонов часто обязан тем же процессам, которые совершаются и в настоящее время. Таковы, например, па-

дающие непосредственно к скалам обвалью-осыпные склоны горных каньонов и ущелий. Однако бывают и такие склоны, которые сложились под воздействием одних процессов, например осыпных (склоны естественного откоса), оползневых или криосолифлюкционных, а в настоящее время на них наблюдаются другие явления, например размыв, плоскостной смыв или дефлюкция. Необходимо установить причины подобной перемены: эволюционное изменение формы и угла падения склонов (общее их выполаживание), изменения климатических и почвенно-растительных условий, уничтожение естественного растительного покрова в связи с хозяйственным освоением горных склонов и др.

Следует учитывать, что в горах из-за дробного расчленения рельефа и сложного сочетания разнообразных рельефообразующих факторов редко наблюдаются простые генетические типы склонов. Обычно образуются склоны смешанного типа: обвалью-осыпные, осыпно-солифлюкционные, делювиально-дефлюкционные и др. Кроме того, подобные склоны дробно чередуются друг с другом, образуя сложные комплексы. Поэтому при изучения склонов приходится выяснять, из каких элементов различного генезиса они состоят, взаимоотношения между этими элементами, их место и роль в общем геоморфологическом комплексе.

В омоложенных горах широко распространено последовательное выклинивание молодых эрозионных врезов вверх по течению рек и продолжение к верховьям наиболее древних высоких уровней. В молодых складчатых горах могут наблюдаться и другие соотношения — веерообразное расхождение террас и проникновение вверх по долинам наиболее глубоких эрозионных врезов, с которыми сопряжено формирование молодого горно-эрозионного рельефа в центральной части горных поднятий.

Подробно изучают признаки возможных перехватов долин и перестройки долинной сети в результате дифференцированных поднятий и эрозионного расчленения гор: речные террасы и сопряженные с ними склоны, вещественный состав аллювия и корелятных молассовых толщ.

ИЗОБРАЖЕНИЕ ЭРОЗИОННОГО РЕЛЬЕФА НА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

На геоморфологических картах аналитического типа выделяют элементы и формы эрозионного рельефа, обусловленные элювиальными, склоновыми и флювиальными процессами. В табл. II приведен перечень соподчиненных генетических категорий этих элементов и форм, для изображения которых приме-

**Основные генетические категории и морфологические
разновидности форм и элементов рельефа,
созданных склоновыми и флювиальными процессами**

Генетические категории рельефа различного таксономического ранга				Морфологические разновидности рельефа	
Созданный склоновыми процессами	Гравитационный	Созданный быстрыми движениями (падением, перекатыванием) несвязного обломочного материала	Обвальный	Денудационный	Стенки срыва обвалов, обвальные ниши
				Аккумулятивный	Обвальные шлейфы
			Осыпной	Денудационный	Стенки срыва осыпей, осыпные ниши кулуары
				Аккумулятивный	Осыпные конусы, шлейфы
			Лавинный	Денудационный	Стенки срыва лавин, лавинные борозды, ложбины
				Аккумулятивный	Лавинные шлейфы, валы
		Созданный смещениями блоков горных пород	Отседания	Денудационный	Стенки срыва, рвы отседания
				Аккумулятивный	Тела отседания
			Блоково-оползневой	Денудационный	Стенки срыва оползней, оползневые цирки
				Аккумулятивный	Оползневые тела, ступени
			Опывно-оползневой	Денудационный	Стенки срыва, опывно-оползневые цирки
				Аккумулятивный	Опывно-оползневые тела, бугры
		Созданный массовыми медленными движениями грубообломочного материала	Обусловленный колебаниями температуры в условиях засушливого климата	Денудационный	Склоны, ложбины
				Аккумулятивный и транзитный	Каменные моря, каменные потоки

Генетические категории рельефа различного таксономического ранга				Морфологические разновидности рельефа	
Созданный нерусловым (склоновым) стоком (делювиальный)	Солифлюкционный, созданный течением мелкообломочного, глинистого материала	Обусловленный колебаниями температуры и увлажнения в условиях холодного климата при участии вечной мерзлоты	Денудационный Аккумулятивный и транзитный	Склоны, ложбины, уступы, террасы Каменные моря (курумы), каменные реки, каменные глетчеры	
		Дефлюкционный, формирующийся в условиях влажного умеренного и жаркого климата	Денудационный Аккумулятивный	Склоны медленного (оплывного) и быстрого (плывунного) сноса, впадины, ложбины, борозды, ниши Оплывные и плывунные шлейфы, бугры, валики	
		Криосолифлюкционный, формирующийся в условиях холодного климата при наличии вечной мерзлоты	Денудационный Аккумулятивный	Склоны медленного и быстрого криосолифлюкционного сноса, впадины, ложбины, борозды Криосолифлюкционные шлейфы, бугры, валики, покровы	
			Денудационный Аккумулятивный	Склоны плоскостного смыва, потяжины, борозды Делювиальные шлейфы	
Созданный грязекаменными потоками (селевый)			Эрозионный Аккумулятивный	Ниши, ложбины, рвы Глыбово-бугристые конусы, покровы	

Генетические категории рельефа различного таксономического ранга				Морфологические разновидности рельефа	
Флюви- альный, создан- ный рус- ловыми потока- ми	Создан- ный вре- менными водото- ками			Эрози- онный	Элементы и формы глубинной эрозии: водоройны, промои- ны, овраги Элементы и формы боковой эрозии: пло- щадки террас, педи- менты
				Аккуму- лятив- ный	Элементы и формы русловой аккумуля- ции: днища эрозион- ных форм, площадки аккумулятивных тер- рас Элементы и формы внерусловой аккумуля- ции: конусы выно- са, пролювиальные шлейфы, пролюви- альные равнины
	Создан- ный по- стояны- ми водо- токами			Эрози- онный	Элементы и формы глубинной и боковой эрозии: долины, площадки террас, пе- дименты
				Аккуму- лятив- ный	Элементы и формы русловой и внутри- долинной аккумуля- ции: гривы, валы площадки террас Элементы и формы внедолинной аккумуля- ции: континенталь- ные дельты, аллюви- альные равнины

няют оттенки предложенных в гл. 5 основных цветных тонов, а также линейные и немасштабные условные знаки.

Возраст рельефа обозначают интенсивностью тона, причем особенно тщательно выделяют разновозрастные уровни террас даже в том случае, когда их относительный возраст не подкреплён геологическими данными и основан на морфометрических признаках. Если при большом количестве террас трудно добиться различимости оттенков основного (зеленого) тона, то прибегают к оттенкам желто-зеленого и сине-зеленого цветов. Необходимо добиваться, чтобы геоморфологическая карта давала пол-

ное и наглядное представление о распространении и взаимной увязке террас вдоль звеньев эрозионной сети, позволяя судить о последовательных этапах развития долинных форм, их перемещениях, перехватах, брошенных долинах. Особым условным знаком обозначают погребенные долины и их террасы, которые могут прослеживаться по сторонам от существующих долин, пересекать их, свидетельствуя о перестройке гидрографической сети.

Склоновые элементы различают в зависимости от качественного своеобразия склоновых процессов, подразделяя их на отрезки денудационного и аккумулятивного происхождения (склоновые шлейфы). Возраст склонов обычно не удастся выделить с такой же детальностью, как и террас. Поэтому на карте его обозначают в обобщенной шкале, соответствующей основным этапам формирования эрозионного рельефа и основным террасовым комплексам. Следует стремиться к выделению не менее 2—3 возрастных генераций склонов, чтобы наглядно передавалось распространение древних и более молодых форм эрозионного рельефа и их соотношение между собой.

Сохранившиеся на междуречьях остаточные денудационные формы и элементы первичного рельефа картографируют с максимальной детальностью, допускаемой масштабом съемки. Системой значковых и штриховых обозначений на карте выделяют элементы и формы рельефа новейшего происхождения, в том числе активно развивающиеся в настоящее время: овраги, почвенный смыв, оползни, обвалы, формы глубинной и боковой речной эрозии и др. (см. рис. 7 и 8).

Отдельные элементы и формы эрозионного рельефа могут служить объектами для построения специальных частных карт. Таковы, например, широко распространенные карты оврагов и овражности, на которых выделяют все формы овражной эрозии. При помощи условных знаков разного рисунка, размеров и цвета эти формы характеризуют по нескольким признакам (морфологическим, морфометрическим и по современной динамике). Цветным фоном или штриховкой обозначают интенсивность овражного расчленения (Спиридонов, 1952).

На картах синтетического типа выделяют комплексы равнинно-эрозионного и горно-эрозионного рельефа, различаемые по ряду признаков.

Так, равнинно-эрозионный рельеф можно разделить по морфологическому признаку на плосковолнистый, увалистый и холмистый долинно-балочный; по морфометрическим показателям — на возвышенный и низменный; крупный, средний и мелкий; слабо, средне и густо расчлененный; по структурному признаку — на рельеф, сформированный в условиях горизонтального, моноклинального, складчатого или кристаллического основания; по генезису первичной поверхности — на морской аккумуля-

лятивный; аллювиальный, моренный и т. д. рельеф. Кроме долинно-балочного рельефа выделяют комплексы форм овражно-балочного и овражного расчленения.

Горно-эрозионный можно разделить по морфографическим и морфометрическим признакам на высочайший, высокий, средневысотный и низкий крупный, средний и мелкий; густо, средне и слабо расчлененный; по характеру и соотношению древних и новейших тектонических структур; по генезису сопутствующих форм — с нивально-мерзлотной, с ледниковой обработкой и т. д. (см. рис. 9).

ИЗУЧЕНИЕ КАРСТОВОГО РЕЛЬЕФА

В районах, сложенных растворимыми горными породами, внимание геоморфологов привлекают карстовые формы рельефа. Их изучение представляет большой практический интерес при выяснении условий гидроэнергетического, дорожного, промышленного или гражданского строительства, при поисках и разведке некоторых видов полезных ископаемых (например, железных руд, бокситов, нефти), при гидрогеологических исследованиях. Ввиду того что непосредственное наблюдение карстовых форм и процессов часто затруднительно и даже невозможно, в карстовых областях приходится особенно широко применять разнообразные новейшие методы исследования (Гвоздецкий, 1954; Максимович, 1956, 1963; Соколов, 1962; Шукин, 1964; Методика изучения карста, 1963, 1964 и др.).

1. Специальные гидрогеологические исследования, массовые наблюдения водоносных горизонтов и выходов подземных вод во всех доступных местах с определением необходимых количественных показателей, отбором проб воды для химического анализа с целью определения ее агрессивных свойств (в особенности определения агрессивной CO_2 , иона SO_4) и количества растворенных веществ, определение путей и скорости подземной циркуляции воды методом окрашивания, путем запуска окрашенных спор плаунов и пр.

2. Буровые работы с целью изучения геологического строения и гидрогеологических условий, выявления скрытых карстовых полостей, изучения трещиноватости, кавернозности пород.

3. Геофизические исследования с целью изучения крупных подземных и скрытых поверхностных форм карста, тектонических разломов и трещиноватости, сильно закарстованных и обводненных зон.

4. Различного рода опытные и лабораторные исследования. изучение химизма вод, состава, структуры, микротрещиноватости и пористости пород, изучение вторичных минералов и заполнителя карстовых полостей, производство наливов и откачек воды, изучение скрытых путей движения нагнетаемых в глубину характерных газов для выявления связей между карстовыми полостями.

5. Стационарные исследования карстового процесса, а также экспериментальное изучение некоторых свойств карстующихся горных пород (например, их растворимости).

Применение новых методов отнюдь не исключает того, что полевое исследование форм проявления карста, проводимое на

фоне общего геоморфологического изучения территории, остается, как и прежде, одним из основных методов исследования карста (Гвоздский, 1954).

ИЗУЧЕНИЕ УСЛОВИЙ РАЗВИТИЯ КАРСТА

Чтобы разобраться в особенностях карстовой морфологии, необходимо обратить внимание на некоторые специфические природные условия, благодаря которым только и возможно развитие карста на данной территории. Сюда прежде всего относится наличие растворимых водопроницаемых пород: гипса (или ангидрита), соли, известняков, доломитов, мела, реже мергелей и кластических пород с карбонатным и гипсовым цементом.

Изучая геологическое строение района, выясняют литологические особенности карстующихся пород, их вещественный состав, структурные и текстурные признаки, некоторые физико-механические свойства, например пластичность, мощность и условия залегания, положение в стратиграфическом разрезе, соотношения с некарстующимися породами. Устанавливают, где растворимые породы выступают непосредственно на поверхность, обуславливая развитие голого карста, и где они прикрыты чехлом рыхлых нерастворимых отложений (районы покрытого карста). В последнем случае определяют состав и мощность пород чехла, особенности его распространения и залегания, например выклинивание вследствие размыва или местное нарастание мощности, наличие в глинистом или суглинистом покрове песчаных прослоев и линз, что обуславливает изменение условий просачивания поверхностных вод в глубину и участия их в карстовом процессе.

Степень выщелачивания пород сильно зависит от их состава, в особенности от количества нерастворимых примесей, которые заметно снижают интенсивность карстового процесса и отражаются в морфологии карстовых форм. Поэтому дополнительно к полевым наблюдениям состав пород изучают в лаборатории. Образцы, отбираемые для аналитических исследований, должны быть невыветрелые, без поверхностных корочек и значительных минеральных прожилок. При анализе карбонатных пород определяют содержание CaO , MgO (характеризует степень доломитизации), SO_3 , нерастворимых в процессе карстования примесей (SiO_2 , полутвердых окислов).

Изучают трещиноватость, пористость и кавернозность пород, от которых зависит их водопроницаемость. Методика изучения трещиноватости пород изложена в гл. 7, где отмечено значение трещиноватости в развитии рельефа под воздействием любых денудационных факторов. Следует еще раз подчеркнуть необходимость особенно тщательного изучения трещиноватости в карстовых областях с массовыми ее замерами и построениями

диаграмм и картодиаграмм трещиноватости, размещения и ориентировки карстовых форм (см. рис. 26). Результаты непосредственных наблюдений трещиноватости в разрезах дополняют с помощью геофизических методов исследования (Огильви, 1962).

Пористость и кавернозность изучают непосредственно в поле на хорошо расчищенных обнажениях. Результаты полевых наблюдений уточняют путем лабораторного изучения образцов горных пород с количественным определением пористости или кавернозности в процентах к общему объему породы, с выяснением размеров, формы и происхождения (первичного, вторичного) полостей. При этом для разделения пористых и кавернозных пород условно принимают пограничный размер полостей около 2 мм (менее 2 мм — поры, более 2 мм — каверны) (Соколов, 1962).

Одно из решающих условий развития карста — циркуляция и агрессивное действие подземных и поверхностных вод. Поэтому в карстовых областях изучают особенности и пути такой циркуляции, распределение областей питания и разгрузки, условия и интенсивность поглощения (инфильтрации и инфлюации) поверхностных вод, режим и общее количество циркулирующих вод, дебит, химизм и режим водных источников, подземных водотоков и водоносных горизонтов, колебания уровня водоносных горизонтов в пространстве и во времени, дифференциацию карстовых массивов на вертикальные гидродинамические зоны (этажи), характерные особенности каждой из этих зон.

Как известно, в карстовых областях развиты следующие вертикальные гидродинамические зоны:

1. Зона аэрации с нисходящим гравитационным движением воды, поступающей периодически за счет инфильтрации и инфлюации дождевых и талых снеговых вод. Нередко в этой зоне встречаются висячие водоносные горизонты и водные потоки, приуроченные к локально распространенным горизонтам менее водопроницаемых пород.

2. Зона периодического полного насыщения с сезонными колебаниями поверхности грунтовых вод, вследствие чего движение воды здесь то свободное нисходящее, то приближается к горизонтальному.

3. Зона постоянного полного насыщения. Согласно Д. С. Соколову (1962), ее следует разделить на две самостоятельные зоны: зону полного насыщения, которая дренируется прорезающей данный массив местной гидрографической сетью, и зону глубинной циркуляции, где движение подземных вод происходит в сторону удаленных дренирующих артерий вне непосредственного воздействия местной гидрографической сети.

Чтобы разобраться во всей обстановке развития карста, кроме структурно-петрографических, неотектонических и гидрогеологических условий, дополнительно изучают:

а) топографические условия, от которых зависит характер и интенсивность поверхностного и подземного стока: морфология и размещение положительных и отрицательных форм рельефа разных порядков (включая микрорельеф), высота, степень вертикального и горизонтального расчленения земной поверхности, распределение уклонов, площадь, конфигурация и характерные черты строения поверхностных водосборов, их соотношение с подземными водосборами;

б) климатические условия: режим температуры воздуха и почвы по сезонам года, максимальные и минимальные температуры, количество осадков и их распределение по сезонам, число дней с определенным количеством осадков по месяцам, интенсивность и повторяемость ливней, распределение снежного покрова;

в) характер и распространение почвенно-растительного покрова, который в зависимости от конкретной обстановки по-разному влияет на развитие карста.

ИЗУЧЕНИЕ КАРСТОВОЙ МОРФОЛОГИИ

Изучая карстовый морфологический комплекс, следует иметь в виду, что он состоит из двух вертикальных ярусов (поверхностного и подземного), развивающихся одновременно в соответствии с особенностями поверхностной и подземной циркуляции воды в карстовых массивах. Основные поверхностные формы — карры, поноры, воронки, котловины и поля; подземные формы — пещеры, каналы; переходные формы от поверхностных к подземным — ниши, колодцы, шахты, пропасти.

Поверхностные формы карста предварительно изучают по крупномасштабным топографическим картам, на которых эти формы изображаются специальными условными знаками, а при больших размерах — горизонталями. На аэрофотоснимках карстовые формы (карры, воронки, поля, слепые долины и пр.) хорошо дешифрируются благодаря своим специфическим внешним признакам (Петрусеви́ч, 1962).

При изучении карстовых форм устанавливают их морфологические черты, размеры, закономерности расположения и группировки, приуроченность к определенным формам рельефа более крупных порядков, связь с выявленными факторами карстообразования, генезис и возраст форм, стадию развития и современную динамику. Более конкретные вопросы и задачи, которые решают при изучении отдельных категорий форм и их комплексов, следующие.

Карры. Начальные формы голого карста в виде вытянутых узких понижений глубиной до 2 м и более. Образуются вследствие поверхностного выщелачивания карстующихся пород, чаще всего известняков. На крутых склонах имеют смешанное коррозивно-эрозионное происхождение. Отмечают форму карров (в

виде трещин, бороздок, желобков, ложбинок), их размеры (глубину, ширину, протяженность), очертания и ориентировку в плане, соотношения с местоположением и ориентировкой трещин, с выходами на поверхность определенных горизонтов горных пород, с направлением и углом наклона земной поверхности, в частности вытянутость по падению склонов и связь с эрозионно-коррозионными и чисто эрозионными формами (промоинами, ложбинами). Далее устанавливают частоту расположения карров (среднее, наименьшее, наибольшее расстояние между ними), характер разделяющих карры положительных микроформ (в виде узких гребней с острыми или округлыми вершинами, в виде плоских неровных грядок), степень изъеденности каррового поля коррозионным и коррозионно-эрозионным воздействием поверхностных вод, наличие взаимно пересекающихся двух и более систем карров, образование каменных развалов, степень заполнения карров и степень общего покрытия каррового поля глинистым мелкоземом, характер и мощность этого мелкозема.

Поноры. Водопоглощающие отверстия небольшого размера в поперечнике, обычно расположенные на дне воронок и других карстовых и карстово-эрозионных форм. Отмечают внешний вид поноров (щелевидные, цилиндрические или колодезобразные, воронкообразные), размер поперечника, закономерность расположения и ориентировки в плане, соотношения с местоположением и ориентировкой трещин, с пунктами пересечения различных систем трещин, приуроченность к более развитым карстовым формам (воронкам, слепым балкам и оврагам, котловинам, полям). Плотность распространения понор (средние, наибольшие, наименьшие расстояния между ними, количество понор на единицу площади). Степень закупорки понор рыхлым материалом (крупными обломками, галькой, песком или глиной), выделение наряду с открытыми понорами, свободно поглощающими воду, закупоренных понор, совершенно прекративших поглощение или медленно пропускающих воду.

Воронки. Наиболее распространенные поверхностные формы карста в виде замкнутых понижений до нескольких десятков, реже сотен метров в поперечнике. Глубина воронок обычно не превышает половины размеров поперечника.

При изучении карстовых воронок отмечают их внешний вид (конические, цилиндрические, чашевидные, блюдцевидные), форму в плане (округлая, овальная, лопастная, звездчатая), размеры поперечника, глубину, форму дна (острая, округлая, плоская), наличие понора и степень его закупорки. Признаки асимметрии воронки (различная крутизна и высота стенок, выходы коренных пород на крутой и покров рыхлого мелкозема на пологой стороне), причины асимметрии (наклон слоев, неодинаковая экспозиция склонов, обуславливающая медленное таяние снега и усиленное разрушение склонов на затененной стороне,

и пр.). Устанавливают происхождение воронок, для чего используют следующие диагностические признаки.

Воронки поверхностного выщелачивания. Приуроченность к районам голого карста, большое морфологическое разнообразие в тесной зависимости от литологических свойств горных пород, залегающих непосредственно на дневной поверхности, в частности от систем трещин, характера слоистости, химического состава пород, наличие хорошо развитого понора и общее тяготение к нему систем мелких форм поверхностного выщелачивания и эрозии (бороздок, ложбинок), наличие остаточных глинистых продуктов, покрывающих дно воронок и нередко на более поздних стадиях развития закупоривающих поноры.

Провальные воронки. Характерны резкость бровки, обрывистость стен, цилиндрическая форма, нагромождения глыб горных пород, которые обрушились из кровли в подземную карстовую полость и образуют завалы на дне воронок. Верхняя часть стенок и материал обрушения кровли могут состоять из относительно слабо растворимых или даже совсем некарстующихся пород (в районах покрытого карста).

Резко очерченная цилиндрическая форма воронок в районах покрытого карста с чехлом рыхлых некарстующихся пород обычно характерна лишь для недавно возникших провалов. Под воздействием поверхностных эрозионно-карстовых и гравитационных процессов цилиндрические воронки быстро превращаются в конические со стенками естественного откоса рыхлых отложений.

Воронки просасывания. Приурочены к районам покрытого карста, где на поверхности залегает чехол из рыхлых песчано-глинистых отложений; правильной конической формы, когда вымывание водой («просасывание») песчано-глинистого материала происходит в один четко выраженный пункт поглощения в виде колодца или понора в цоколе; менее правильной формы, иногда с лопастными выемами по краям, с более широким часто неровным дном, если просасывание происходит по соседству в нескольких пунктах (Гвоздецкий, 1954).

Изучая карстовые воронки, устанавливают стадию их развития под воздействием плоскостной денудации с выделением генетического ряда развития воронок от свежих, с резко очерченными формами и открытыми понорами до древних, сильно заиленных, блюдцеобразных. Отмечают особенности морфологии, расположения и группировки воронок в зависимости от местоположения и ориентировки зон разрывных нарушений и дробления, систем трещин, элементов залегания моноклинальных и складчатых структур, выходов определенных литологических разностей карстующихся пород, от геоморфологических условий. Например приуроченность провальных воронок к речным долинам и овражной сети, вблизи которых происходит более интен-

сивная циркуляция подземных вод, способствующая образованию крупных подземных карстовых полостей. Определяют плотность размещения воронок (среднее расстояние между ними или количество воронок на единицу площади) и закономерности колебания этого показателя в зависимости от сочетания местных условий карстообразования.

Котловины и полья. Наиболее крупные поверхностные формы карста площадью до нескольких десятков и даже сотен квадратных километров. Отмечают форму и размеры польев в плане, морфологические особенности краев и дна, наличие постоянных или временных водотоков и озерных водоемов. В зависимости от сочетания местных условий развития карста и преобладающих процессов различают котловины и полья: а) поверхностного выщелачивания — возникают путем слияния соседних воронок поверхностного выщелачивания, характерны для голого карста; б) провальные — возникают в результате обрушения свода обширных подземных полостей и туннелей подземных рек, характерны для голого и покрытого карста; в) коррозионно-эрозионные — возникают преимущественно путем механической эрозии и денудации в местах распространения нерастворимых пород с выносом продуктов разрушения в подземные полости прилегающих карстовых массивов.

Наряду с карстово-эрозионными процессами изучают также тектонические движения (складчатые и особенно разрывные с неравномерными глыбовыми поднятиями и опусканиями), которые часто играют решающую роль в образовании польев и котловин. Для более обстоятельного выяснения строения и происхождения воронок, котловин и польев в некоторых наиболее характерных из них проводят детальные буровые работы, закладывают крестообразные шурфы из двух пересекающихся канав, а также используют другие методы изучения карста, которые были указаны выше.

Колодцы, шахты, пропасти. При выделении этих форм учитывают следующие признаки (Максимович, 1963). Колодцы — вертикальные колодцеобразные полости с поперечником более 1 м (до нескольких метров) и глубиной до 20—30 м. Шахты — в поперечнике соразмерны с колодцами, но значительно более глубокие (до нескольких сотен метров). Пропасти — по глубине соразмерны с шахтами, но более широкие в устье (до нескольких десятков метров). Кроме того, различают глубокие сложные пропасти, состоящие из нескольких вертикальных полостей, соединенные более или менее наклонными ходами.

При изучении названных форм отмечают очертания и размеры поперечника в устье, форму ствола (прямолинейная, изогнутая, ломаная, ветвистая), глубину, морфологию и размеры полости на разной глубине в зависимости от литологических свойств пронизываемых пластов горных пород и их глубиной

тектоники, условия вертикальной подземной циркуляции как один из решающих факторов образования шахт и пропастей, признаки коррозионного и эрозионного воздействия поверхностных и подземных вод, роль обрушения горных пород в подземные полости.

Пещеры. Наиболее трудно доступные для непосредственного наблюдения карстовые формы. О них судят по материалам бурения (провалы бурового инструмента, водопроявление с большим дебитом, полное или частичное исчезновение в скважинах глинистого раствора или промывной жидкости), по результатам геофизических исследований. Однако лишь проникнув в пещеры и пройдя их возможно более значительные отрезки, можно добыть тот фактический материал, который позволит дать достаточно полную характеристику пещер и сделать выводы об условиях и времени их образования. Специфические трудности возникают при изучении морфологии пещер, составлении их плана, разреза, а в дальнейшем и пространственной модели. Для этой цели используют методы полуинструментальной и инструментальной съемки (с помощью мерной ленты, простейших или более сложных и точных угломерных и дальномерных инструментов), позволяющие с достаточной точностью определить форму и размеры подземных полостей.

При изучении пещер устанавливают: 1) местоположение, форму и размеры входа и выхода (если последний существует), морфологию и размеры внутренних полостей (каналов и соединяемых ими гrotов); 2) детали морфологии дна, потолка, стен, натечных образований (сталактитов, сталагмитов, колонн, занавесов); 3) наличие подземных рек и озер (постоянных или временных), их гидрологическую характеристику, характер переносимых и отлагаемых ими наносов; 4) очертания пещер в плане (прямолинейные, извилистые, ломаные, ветвистые), наличие нескольких систем пещерных полостей, пересекающихся в разных направлениях, распределение пещер по вертикали (одноэтажные, двух и более этажные пещеры); 5) особенности строения пещер разных ярусов или этажей, различия между ними в морфологии, степени обводненности, заполнения натечными и другими аккумулятивными образованиями, характер сообщения между пещерами разных ярусов.

Для решения вопросов морфологии и происхождения пещер в еще большей степени, чем применительно к колодцам и шахтам, необходимо изучить геологическое строение всего закарстованного массива, литологические особенности пород, условия их залегания, системы трещин и разрывных нарушений, изучить систему вертикальных гидродинамических зон и влияние их размещения и способов циркуляции воды в каждой из них на образование соответствующих пещерных комплексов. Особенно важ-

но установить положение уровня постоянного водонасыщения и его связь с местными дренирующими долинами.

В карстовых областях очень распространены формы смешанного — карстово-эрозионного происхождения (овраги, балки, долины). При полевых исследованиях устанавливают их внешний вид, размеры, характер поперечного и продольного профилей, в частности выработанность продольного профиля террас и русла, осложняющие этот профиль древние и современные карстовые понижения, форму связи карстово-эрозионных форм с главными речными долинами. По степени подобной связи различают слепые и полуслепые карстово-эрозионные формы.

Слепые формы образовались применительно к давно существующим очагам поглощения поверхностных вод в виде поноров или воронок и всегда были лишены непосредственной связи с речными долинами.

Полуслепые формы первоначально были генетически связаны с главными долинами, но затем утратили эту связь в результате образования очагов поглощения поверхностных вод. Вдоль полуслепых форм прослеживаются речные террасы, которые переходят в террасы главных рек: продольный профиль их тальвега неровный, разорванный на отдельные отрезки, которые в своем развитии опираются на местные базисы эрозии в виде поноров и воронок.

Особую разновидность карстово-эрозионных форм составляют *мешкообразные долины*, которые начинаются внезапно от места выхода на поверхность мощного источника карстовых вод и отличаются резко очерченной, как бы обрубленной вершиной.

Чередуясь друг с другом, слепые, полуслепые и мешкообразные отрезки долин образуют сложные карстово-эрозионные формы с временными и постоянными водотоками, которые то появляются на поверхности, то скрываются в подземных галереях.

Наконец, в карстовых областях наблюдаются развитые речные долины с постоянными водотоками. При их изучении выясняют условия образования постоянных водотоков (транзитный сток, местное питание из зоны постоянного полного водонасыщения), степень развития поверхностного и подземного водосборов и их соотношение между собой, особенности строения долин в поперечном и продольном профилях, террасированность долин и связь террасовых уровней с древними и современными горизонтами постоянного водонасыщения и соответственно с пронизывающими карстовый массив уровнями пещерных полостей.

Для определения возраста карстовых форм наиболее применимы методы, которые основаны на изучении отложений, частично или полностью заполняющих карстовые полости. Возраст заполнителей, который фиксирует верхний возрастной рубеж карстовых полостей, устанавливают путем специального минерало-

го-петрографического, спорово-пыльцевого (для открытых форм), палеозоологического, археологического анализа или же путем применения разработанных в настоящее время методов определения абсолютного возраста. Относительный возраст пещерных галерей устанавливают также путем их морфологического сопоставления с речными или морскими террасами.

Чтобы расшифровать историю развития карста с возможно более отдаленного геологического прошлого, применяют методы палеогеоморфологического анализа. Изучают погребенные (ископаемые) карстовые формы, которые удается наблюдать непосредственно, проникая в них под землей или же наблюдая в естественных и искусственных разрезах, обнаруживать путем бурения, применяя геофизические методы.

К ископаемым должны быть отнесены лишь те погребенные карстовые формы, в отношении которых доказано, что они образовались в более древние, чем современная, эпохи континентального развития территории. Для каждой из таких эпох реконструируют существовавшие в то время палеогеологические и палеогеографические, в частности общие палеогеоморфологические условия развития карста, морфологические особенности, происхождение и распространение ископаемых карстовых форм. При этом имеют в виду как поверхностные, так и подземные формы проявления карста, выделяемые по соотношению с соответствующей ископаемой поверхностью древнего континентального развития.

Древними (реликтовыми) могут быть и те поверхностные и подземные формы карста, которые образовались в последнюю, продолжающуюся и теперь эпоху континентального развития. Возникновению разновозрастных генераций таких карстовых форм способствуют изменения физико-географических условий, новейшие тектонические движения. Так, горизонтальные пещерные галереи возникают под воздействием подземных водотоков, которые обычно привязаны к уровням расчленяющих карстовый массив речных долин. Наблюдаемое нередко этажное расположение горизонтов пещерных полостей свидетельствует о прогрессивном опускании уровней подземных рек в связи с врезанием долин поверхностных водотоков. Верхние полости более древние, сухие, обычно сильнее заполнены натечными образованиями, нижние же — более молодые, причем в самом нижнем горизонте иногда встречаются подземные реки. Таким образом, отдельные пещерные горизонты являются своеобразными «террасами» подземных рек, которые также фиксируют древнее расположение подземных водотоков, как террасовые уступы на бортах обычных эрозионных долин фиксируют положение уровня древних русел рек (Гвоздецкий, 1954).

Отсюда следует, что как по речным террасам можно судить о движениях земной коры, так и по ярусам связанных с ними

разновозрастных горизонтальных пещерных галерей можно судить о тектонических поднятиях и разделяющих их периодах относительного тектонического покоя. Производя подобные сопоставления, следует учитывать, что поверхности террас и пещерные горизонты одинакового возраста не всегда находятся на одном и том же гипсометрическом уровне. Когда карстующаяся толща имеет большую мощность и распространена значительно глубже дренирующей район долины, ниже русла под долиной может существовать зона глубинной циркуляции в виде подруслового канала и сопряженных с ним каналов боковых притоков, перпендикулярных реке. Следовательно, при такой глубинной циркуляции урез воды в реке, ее пойма и надпойменные террасы одновозрастны с пещерами, которые расположены на 20—35 м ниже (Максимович, 1963).

При геотектонической интерпретации ярусов горизонтальных пещер и сопоставлении их с террасами необходимо принимать во внимание, что в горизонтально залегающих породах разновысотные горизонты пещер могут возникать не последовательно один за другим, а одновременно после непрерывного поднятия, закладываясь по трещинам напластования или над отдельными более водоупорными слоями. В дислоцированных породах нередко наблюдаются обводненные горизонтальные пещеры и выходы мощных источников типа воклюз на значительной высоте над уровнем современных рек. Такие «висячие» подземные реки и пещеры, по-видимому, свидетельствуют о совсем молодых интенсивных поднятиях карстового массива и интенсивной эрозии наземных водотоков, за которой не успевает перестраиваться подземная карстовая гидрография. Только спустя некоторое время после поднятия и эрозии произойдет коренная перестройка схемы циркуляции воды в карстовом массиве и возникшие прежде верхние пещерные горизонты будут осушены.

Так последовательно прослеживая отдельные горизонты пещер, определяя их абсолютные и относительные высоты, связь с террасами, стадию развития и возраст, степень заполнения пачечными образованиями, обводненность и пр., получают дополнительный материал для суждения о геотектонических и общих географических условиях развития карстовой морфологии и гидрографии, в частности об амплитуде и ритме происшедших поднятий.

Для определения интенсивности современного развития карста устанавливают количество современных карстовых полостей на единицу площади. В отличие от этого показателем степени общей закарстованности территории служит количество всех (современных и древних) карстовых полостей на единицу площади.

Активность современного карстового процесса (A) можно выразить процентным соотношением объема вещества (v), вы-

посимого в растворенном виде за определенный отрезок времени, ко всему объему карстующих пород (V):

$$A = \frac{v}{V} 100.$$

Этот показатель, вслед за Н. В. Родионовым, принято рассчитывать за тысячелетие.

ИЗОБРАЖЕНИЕ КАРСТОВЫХ ФОРМ НА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

Карстовые формы рельефа изображаются на геоморфологических картах в соответствии с классификацией, которая предусматривает разделение этих форм по разным признакам: по карстующимся породам (карбонатный, т. е. известняковый, доломитовый и меловой карст, соляной, гипсово-ангидритовый карст); глубине охвата пород карстовыми процессами (глубокий и мелкий карст), по обнаженности карстующихся пород (голый, задернованный и покрытый карст); стадии развития карстовых форм (зачаточные, начальные, развитые формы); месту нахождения (поверхностные и подземные формы) и др. По способу образования различают карстовые формы: коррозионные (выщелачивания), коррозионно-эрозионные, коррозионно-провальные и просасывания. Эти признаки можно совместить в одной классификации, разделив карстовые формы на следующие подчиненные друг другу категории (Гвоздецкий, 1954; Соколов, 1962; Максимович, 1963; Щукин, 1964) (табл. 12).

Наряду с формами карстовой деструкции или экскавации существуют аккумулятивные карстовые образования — натечные и капельные формы, возникающие в результате выпадения растворенных соединений из раствора (сталагмиты, сталактиты и др.).

Отложения, генетически непосредственно связанные с карстовыми процессами, образуются в результате выпадения растворенных соединений из растворов (кальцит, гипс, каменная соль натечных и капельных форм) или же в результате накопления не растворимых в воде примесей. Во втором случае возникает покров так называемой *terra rossa*, железные и алюминиевые руды (бокситы) и другие отложения.

Изображение карстовых форм с учетом всех деталей их происхождения возможно на специальных детальном картах. На общих геоморфологических картах большинство карстовых форм (карры, поноры, воронки, колодцы, шахты, пропасти, пещеры) изображают внесмачными условными знаками одного принятого для них цвета (см. рис. 6). Рисунок и размеры условных знаков характеризуют морфологические отличия и размеры форм (например, воронки крупные, средние и мелкие по разме-

**Основные генетические категории и морфологические
разновидности карстового рельефа**

Генетические категории рельефа различного таксономического ранга		Морфологические разновидности рельефа	
Формы голого и задернован- ного карста	Поверхност- ные формы	Обусловленные ра- створением пород (коррозионные)	Карры (в районах голового карста), во- ронки, котловины, поля
	Подземные формы и пере- ходные от по- верхностных к подземным	Обусловленные ра- створением пород и эрозией (коррозион- но-эрозионные)	Карры (на крутых склонах), слепые до- лины, воронки, кот- ловины, поля
		Обусловленные ра- створением пород, эрозией и обрушени- ем (коррозионно-про- вальные)	Навесы, ниши, во- ронки, котловины, поля
		Обусловленные ра- створением пород (коррозионные)	Каверны, ниши, каналы, колодцы, шахты, пропасти, пе- щеры
		Обусловленные ра- створением пород и эрозией (коррозион- но-эрозионные)	Ниши, каналы, ко- лодцы, шахты, про- пасти, пещеры
		Обусловленные ра- створением пород и обрушением (корро- зионно-провальные)	Ниши, колодцы, шахты, пропасти, пе- щеры
Формы по- крытого карста и в нераствори- мых породах, прилегающих к породам раст- воримым	Поверхност- ные формы	Обусловленные просасыванием и об- рушением нераство- римых пород в под- земные карстовые полости	Воронки, котлови- ны
	Подземные формы и пере- ходные от по- верхностных к подземным	Обусловленные эрозией с выносом продуктов в подзем- ные карстовые поло- сти и через них (кар- стово-эрозионные)	Слепые овраги, сле- пые балки, поля
		Обусловленные просасыванием и об- рушением нераство- римых пород в кар- стовые полости	Колодцы, шахты

ру их поперечника). Наиболее крупные формы (воронки, котловины, поля) на карте оконтуривают принятыми условными контурными линиями в соответствии с реальными размерами и очертаниями этих форм, а занятую ими площадь дополнительно выделяют цветным фоном, более светлым, чем интенсивность цвета контурных линий.

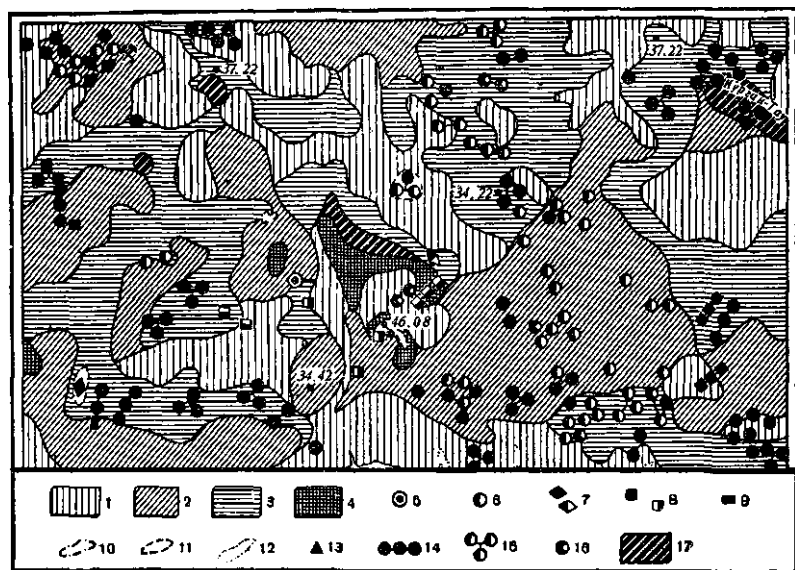


Рис. 70. Схематическая геоморфологическая карта карстового района (по З. В. Яцкевич):

степень закарстованности: 1 — площади без видимого проявления карста; 2 — площади слабозакарстованные; 3 — площади среднезакарстованные; 4 — площади сильнозакарстованные; типы карстовых пустот: 5 — воронка блюдцеобразная; 6 — воронка конусообразная; 7 — воронка понорообразная; 8 — понора колодезобразная; 9 — понора щелеобразная; 10 — карстовый овраг; 11 — карстовая котловина; 12 — карстовое долиноподобное понижение; 13 — пещера; расположение карстовых пустот в плане: 14 — пустоты, вытянутые цепочкой; 15 — пустоты, расположенные звездообразно; 16 — пустоты единичные; 17 — площади распространения древнего карста.

Примечание: значки понор, аакупоренных суглинистым материалом, зачернены сплошь; значки открытых понор зачернены наполовину.

На специальных геоморфологических картах карстовых ландшафтов качественным фоном можно изобразить степень закарстованности территории (количество воронок на единицу площади) или нанести даже два качественных фона: штриховой для характеристики степени закарстованности и цветной для детальной литологической характеристики карстующихся пород. На такой карте более детально изображают также отдельные карстовые формы рельефа, используя более широкий набор цветных условных обозначений.

В методическом отношении интересна карта, составленная З. В. Яцкевич (1937) (рис. 70). На ней совмещен показ степени закарстованности с изображением типов карстовых пустот и их расположения в плане. Карстовые пустоты детально различаются по форме, а поноры делятся на открытые и закупоренные суглинистым материалом.

Особыми объектами изучения и картографирования являются суффозионные и эндолитогенные формы рельефа.

Суффозионные формы можно разделить на хемосуффозионные и механосуффозионные.

Хемосуффозионные формы возникают в результате преимущественно химической суффозии, т. е. выноса растворимых соединений (гипса, извести и др.), содержащихся в обломочных породах в виде мелких рассеянных включений или в качестве цемента. Вследствие выноса солей на поверхности образуются просадочные блюдца, западины, ложбины, а в недрах рыхлой толщи — трещины, каналы, ходы.

Механосуффозионные формы возникают в результате механического выноса мелкозема и коллоидов просачивающимися водами. Этот процесс также сопровождается образованием особых форм рельефа: блюдца и ложбин на поверхности, каналов, колодцев и подземных ходов — в толще рыхлых пород.

С возникновением подземных ходов и каналов в дальнейшем развитии суффозионных форм названных двух типов большую роль начинает играть подземная эрозия и обрушение рыхлых пород.

Эндолитогенные формы рельефа возникают вследствие тех процессов, которые совершаются в самой толще осадков и горных пород (Николаев, 1947). Это процессы диагенеза и гипергенеза, которые имеют сложную природу как чисто механическую (явления механического уплотнения, конвективной неустойчивости и др.), так и физико-химическую (явления перекристаллизации, гидратации и пр.). Со всеми этими процессами связано образование плавных или разрывных микродеформаций горных пород и соответственно микроформ рельефа: пучинных взбугренных и просадочных впадин.

При изучении суффозионных форм устанавливают их морфологические черты, размеры, закономерности расположения, литологические особенности рыхлых пород, способствующие суффозии (гранулометрический состав, водопроницаемость, легкорастворимые примеси и пр.), способ образования форм, современную динамику, связь с эрозийной овражно-балочной сетью (Девдариани, 1963).

На геоморфологических картах суффозионные и эндолитогенные формы рельефа и районы их преимущественного распространения изображают значками.

ИЗУЧЕНИЕ РЕЛЬЕФА ЛЕДНИКОВОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В областях четвертичного оледенения различают три основных этапа развития рельефа: доледниковый, ледниковый и послеледниковый. Задача исследователя состоит в том, чтобы установить, каковы были конкретные события, которые совершались на протяжении этих трех этапов, особенно ледникового, который обычно распадался на несколько самостоятельных эпох.

Для решения поставленной задачи изучают: 1) рельеф, сложившийся ко времени оледенения; 2) комплекс форм ледникового происхождения, который включает: а) формы, созданные самим ледником (ледниково-эрозионные и ледниково-аккумулятивные) и б) формы водно-ледникового происхождения (эрозионные и аккумулятивные); 3) следы переработки рельефа ледникового происхождения под воздействием экзогенных процессов в послеледниковое время.

Изучение рельефа областей древнего оледенения сопровождается детальными исследованиями стратиграфии четвертичных отложений ледникового и неледникового происхождения. Опыт подобного рода исследований обобщен отечественными и зарубежными учеными в многочисленных монографиях (Герасимов и Марков, 1939; Марков, Лазуков, Николаев, 1965; Последний европейский ледниковый покров, 1965 и др.), в работах специального методического содержания (Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, 1954—1955; Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений, 1957, и др.).

Чтобы ясно себе представить процессы формирования ледникового рельефа, необходимо знать механические и теплофизические свойства ледников (упругость, пластичность, динамику), их внутреннее строение (структуру), от которых зависит способность ледников производить геологическую работу: эродировать свое ложе, переносить и отлагать обломочный материал, формируя эрозионный и аккумулятивный рельеф. Все эти свойства непосредственно можно изучать только у современных ледников. Для районов древнего оледенения палеогляциологическую обстановку восстанавливают на основании всего добытого фактического материала, стремясь возможно полнее и точнее представить те реальные гляциогеоморфологические процессы, с которыми было связано формирование и развитие рельефа. В подобного рода исследованиях рекомендуется опираться на труды гляциологов и геоморфологов, успешно применяющих гляциологический подход к изучению рельефа (Г. А. Авсюка, С. В. Колесника, К. К. Маркова, Н. Н. Соколова, М. В. Тронева, Г. К. Тушинского, П. А. Шумского и др.).

Обладея многими общими чертами, ледниковый рельеф отличается рядом дополнительных существенных признаков в областях материкового (покровного) оледенения и в областях горного оледенения, благодаря чему методику геоморфологических исследований в названных областях целесообразно рассматривать раздельно.

ИЗУЧЕНИЕ РЕЛЬЕФА В ОБЛАСТЯХ ДРЕВНЕГО МАТЕРИКОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Изучение доледникового рельефа

В областях ледниковой аккумуляции рельеф, сложившийся к началу оледенения, становится погребенным. Для его изучения применяют способы, которые были рассмотрены в гл. 9. Практически задача сводится здесь к определению наибольшего количества абсолютных отметок поверхности коренных пород, перекрытых комплексом ледниковых отложений. Там же, где под ледниковым чехлом на коренных породах залегают достаточно мощные древнечетвертичные осадки, о погребенном рельефе судят по отметкам кровли этой древнечетвертичной толщи.

На основании высотных отметок составляют карту рельефа поверхности коренных пород (карту коренного рельефа), изображая его при помощи горизонталей. Горизонтали проводят с большой осмотрительностью, особенно при недостатке фактического материала или когда погребенный рельеф сильно отличается от дневного (рис. 71, 72). После того как коренной рельеф установлен, выясняют, в какой мере он соответствует ранее существовавшему доледниковому рельефу, т. е. какие произошли в нем изменения под воздействием тектонических движений, а также ледниковой и водной эрозии.

Деформации доледниковой поверхности за счет дифференцированных движений земной коры заметно сказываются в районах, где по соседству расположены различные геологические структуры, например прогибы и валы. Тенденция последних к относительному поднятию приводит к образованию положительных форм коренного рельефа на фоне понижений, приуроченных к отрицательным структурам.

Чтобы оценить результаты воздействия на доледниковый рельеф самого ледника и водных потоков, первоначально устанавливают, где на коренных породах залегает морена и где водные осадки. Коренные породы, перекрытые непосредственно мореной, подверглись преимущественно ледниковой эрозии. В этом случае степень преобразования доледникового рельефа зависит от прочности коренных пород, характера самого доледникового рельефа, мощности и динамики ледникового покрова. Следует иметь в виду, что ледник в своем движении не просто пассивно

приспосабливается к уже существующим формам рельефа (низинам и возвышенностям), но и сам активно формирует их в связи с присущими ему структурнодинамическими свойствами.

В поле фиксируют следующие наиболее очевидные признаки

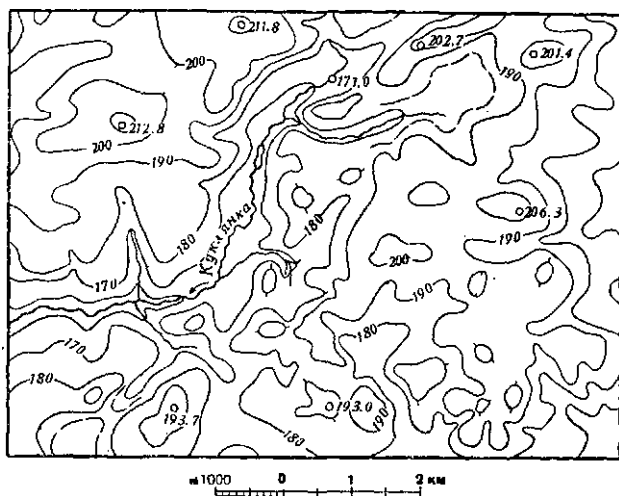


Рис. 71. Топографическая карта расчлененного моренного рельефа. Горизонтالي проведены через 20 м

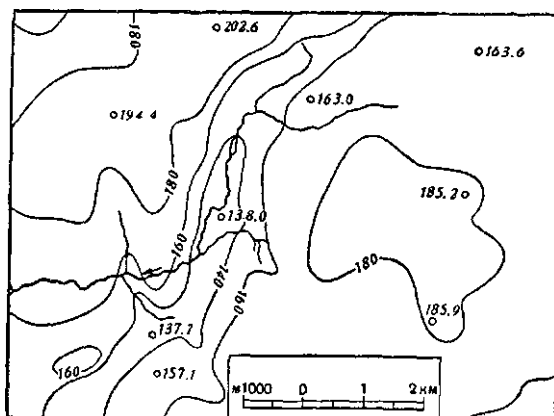


Рис. 72. Карта рельефа поверхности коренных пород. Горизонтали проведены через 20 м

активного преобразования ледником своего ложа: ледниковые отторженцы, напорные морены, гляциодислокации, местную (локальную) морену.

Ледниковые отторженцы — весьма крупные глыбы коренных пород, отторгнутые и перемещенные ледником. Устанавливают размеры, форму и петрографический состав каждого отторженца; приводят доказательства их залегания в толще ледниковых отложений или же на таких коренных породах, по отношению к которым отторженцы являются явно чуждыми, принесенными со стороны. Определяют, хотя бы приблизительно, места, откуда отторженцы были принесены и вызванные этим изменения в коренном рельефе.

Ледниковые дислокации и напорные морены возникают при надвигании ледника, который срывает, деформирует и перемещает лежащие перед ним четвертичные и коренные породы. Эти явления чаще всего наблюдаются там, где край ледника с большой силой упирается в лежащую перед ним возвышенность, значительно изменяя сложившийся ранее рельеф. О степени изменений судят по форме, размерам и геологическому строению напорных образований.

Местная, или локальная, морена иногда бывает настолько обогащена подстилающими коренными породами, что делается трудно отличимой от них; она служит показателем широкого проявления ледниковой эрозии даже в областях преобладания ледниковой аккумуляции. Так, в центре Русской равнины морена местами содержит значительную примесь юрских глин и имеет темный, нередко даже черный цвет. Местами она кирпично-красного цвета от примеси красноцветных пермо-триасовых отложений. По вещественному составу морены и содержащихся в ней валунов можно судить об источниках образования моренного материала, о местах и степени проявления ледниковой эрозии.

При описании обнажений, в которых виден контакт между мореной и подстилающими отложениями, отмечают все признаки как активного воздействия древнего ледника на свое ложе (вмещения подстилающих пород в морену, нарушения их нормального залегания и пр.), так и отсутствия ледниковой эрозии (морена «спокойно» лежит на рыхлых породах, песках или глинах, причем последние в зоне контакта сохраняют нетронутыми даже мелкие детали своей слоистости). Там, где непосредственно на корейных породах залегают водные осадки, доледниковый рельеф мог претерпеть значительные изменения за счет водной эрозии, особенно интенсивно осуществлявшейся подледниковыми потоками. Признаками размыва являются глубокие ложбинообразные понижения, выполненные крупнозернистыми песками с включениями и прослоями галек и валунов из местных корейных пород. Интенсивность размыва примерно соответствует глубине понижений относительно прилегающих склонов с сохранившимся чехлом морены.

Изучение доледникового рельефа сопровождается общим его

структурно-геоморфологическим, сравнительно-морфологическим анализом, анализом коррелятных отложений с целью выяснения истории и стадии развития доледниковых форм, их происхождения и возраста.

Все сказанное относится и к областям преобладания ледникового сноса. Коренной рельеф здесь выступает на дневную поверхность или прикрыт лишь маломощным прерывистым чехлом ледниковых и водно-ледниковых осадков. Он совмещает черты доледникового рельефа и следы его преобразования под воздействием ледниковой эрозии. Анализ этого рельефа должен опираться на результаты изучения петрографического состава и структур древнего основания.

Изучение развития ледникового рельефа

Ледниковый этап развития рельефа может состоять из нескольких (на Русской равнине, по-видимому, не менее четырех) ледниковых эпох, в свою очередь распадавшихся на стадии и многочисленные осцилляции. Для ледникового этапа устанавливают: сколько самостоятельных ледниковых эпох он включает, на какие стадии распадаются ледниковые эпохи, возраст ледниковых эпох и их стадий, продолжительность и палеогеографическую обстановку межледниковых и межстадиальных отрезков времени, общий ход развития рельефа от надвигания первого до убывания последнего на данной территории ледникового покрова. Практически задача исследователя сводится к изучению стратиграфии четвертичной толщи, погребенного рельефа поверхности отдельных ее горизонтов и комплекса ледниковых форм, выступающих на дневную поверхность.

Важнейшими маркирующими горизонтами четвертичной толщи являются собственно ледниковые отложения — слои морены, обычно разделенные межморенными горизонтами. Путем полевых и лабораторных исследований изучают литологические свойства морены, стараясь уловить их изменения в разрезе по вертикали, по простирацию слоев и на разных элементах рельефа.

Морена состоит из обломков самого различного размера от мельчайших глинистых частиц до весьма крупных валунов. Процентное соотношение гранулометрических фракций может колебаться в очень широких пределах. По преобладающим компонентам различают морены грубовалунные, щебнистые, песчаные, супесчаные, суглинистые. Эти различия зависят от состава разрушаемых ледником пород ложа и от дальности их переноса. В областях близ центра оледенения, где на поверхность обычно выступают скальные коренные породы, характерна грубовалунная и щебнистая морена. Чем дальше от центра оледенения, тем тоньше состав морены, так как на своем пути ледник дробит и перетирает захваченный обломочный материал. Одновременно

он захватывает новые порции коренных пород, особенно если эти породы относятся к рыхлым осадочным образованиям, сравнительно легко поддающимся разрушающему воздействию ледника. Поэтому в районах, значительно удаленных от центра оледенения, морена бывает представлена бурыми и красно-бурыми валунными суглинками и супесями, вещественный состав которых зависит от коренных пород, слагающих ложе ледника на всем пути его движения до области отложения осадков.

Местами морена содержит прослой песков, которые могут быть настолько многочисленны, что вся толща становится слоистой. В этом случае необходимо проследить, не происходит ли увеличение количества песчаных прослоев и их мощности в сторону водораздельных холмов или в противоположном направлении в сторону долин иногда с полным замещением суглинистой морены песками, что бывает связано с деятельностью талых вод, перемывавших морену при ее вытаивании.

Вещественный состав морены предварительно определяют в поле визуальным с применением простейших инструментов (луп, бинокляров), но точные и полные данные получают только после лабораторного анализа образцов. Сравнение петрографического и минералогического состава морены и коренных пород, в том числе тяжелой фракции минералов, позволяет установить, за счет каких коренных пород происходило образование материала морены, каково влияние на ее состав чуждых для данного района и местных пород, откуда двигался ледник, какова степень выветрелости морены.

Основная морена местами обнаруживает двухслойное строение. Нижний слой — это донная морена, верхний слой — внутренняя абляционная морена. На Русской равнине донная морена плотная, тяжелосуглинистая, богатая валунами и минеральными зернами из местных дочетвертичных отложений. Абляционная морена менее плотная, грубее по механическому составу, содержит валуны преимущественно из кристаллических пород, а среди тяжелых минералов в ней на первых местах стоят роговая обманка и эпидот (Рябченков, 1956, 1961). Слои донной и абляционной морены иногда принимают за отложения разных ледниковых покровов. Только путем комплексного полевого и лабораторного изучения разрезов устанавливают истинную природу моренных горизонтов.

При изучении морены определяют насыщенность ее валунами (количество валунов на единицу веса или объема породы). Устанавливают размеры, форму, ориентировку длинной оси валунов, их окатанность, петрографический состав. В донной морене валуны хорошо отшлифованы, покрыты бороздами и шрамами. Своими длинными осями валуны вытянуты преимущественно в направлении движения ледника. Многие из них уютной формы с отполированной плоской гранью. Во внутрен-

ней (абляционной) морене валуны обработаны плохо, и ориентировка их менее закономерная.

Чтобы получить наглядное представление о динамике древних ледниковых покровов, составляют розы-диаграммы и картодиаграммы ориентировки длинной оси валунов (рис. 73). С той же целью статистической обработке подвергают результаты массовых количественных определений петрографического состава валунов из разных горизонтов морены. Среди них выде-

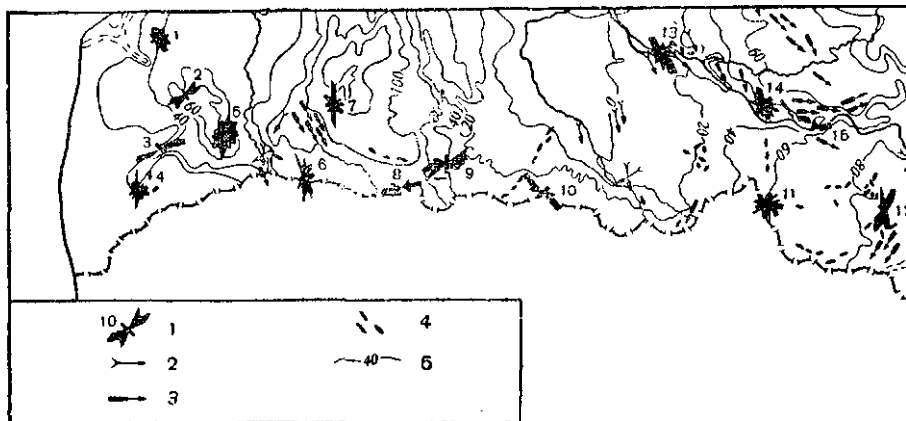


Рис. 73. Схема ориентировки моренной гальки, ледниковых шрамов и некоторых форм рельефа (по К. Я. Спрингсу и др.):

1 — ориентировка обломков в морене; 2 — ледниковые шрамы; 3 — друмлины и друмлинообразные формы; 4 — озера; 5 — изолинии рельефа поверхности коренных пород

ляют руководящие валуны. В европейской части СССР и на прилегающей к ней территории Западно-Сибирской низменности руководящие валуны объединяются в следующие четыре группы: фенно-скандинавскую, новоземельско-тиманскую, уральскую и северно-сибирскую. По результатам исследований составляют карты вееров рассеивания валунов для разных моренных горизонтов. Эти карты дают наглядное представление о направлениях движения ледников, о центрах оледенения, их миграции, о границах распространения ледников, питавшихся из разных центров, и пр.

Выделяемые в разрезах горизонты морены могут относиться к самостоятельным ледниковым эпохам, к стадиям оледенения или же к его осцилляциям. Чтобы установить условия образования морены, изучают межморенные горизонты, которые представлены разнообразными типами рыхлых отложений и часто содержат остатки организмов, представляя богатый материал для палеогеографических реконструкций.

Межморенные горизонты могут быть межледниковые, межстадиальные и межосцилляционные. Первые разделяют

морены самостоятельных эпох оледенения, вторые — стадияльные морены одной и той же ледниковой эпохи, третьи — осцилляционные морены, принадлежащие к одной и той же стадии оледенения.

Полно развитые межледниковые горизонты состоят из трех подгоризонтов: нижнего, среднего и верхнего. Нижний подгоризонт — позднеледниковый по отношению к предшествующему (отступающему) оледенению, верхний — предледниковый по отношению к последующему (наступающему) оледенению. Оба они представлены комплексом перигляциальных осадков (флювиогляциальных, лимно-гляциальных, криосолифлюкционных и пр.) — от глин и песков до талечников и валуников.

Средний подгоризонт — собственно межледниковый. Он образовался в межледниковое время, когда ледниковый покров полностью растаял и в данном районе климатические условия были такие же или даже более мягкие, чем в настоящее время (Герасимов и Марков, 1939; Марков и др., 1965)¹. Межледниковые отложения преимущественно тонкозернистые, содержат примесь и прослойки органогенного материала. Среди них встречаются континентальные (озерно-болотные, аллювиальные, делювиальные, элювиальные) и местами морские отложения.

По палеоботаническим данным межморенные горизонты расчленяют на более дробные стратиграфические единицы. Так, для северо-запада Русской равнины характерна следующая схема чередования растительности в межстадиальное время (Марков и др., 1965): 1) перигляциальная флора; 2) хвойные и березовые леса; 3) хвойные и березовые леса с примесью широколиственных пород; 4) хвойные и березовые леса; 5) перигляциальная флора. В межледниковых горизонтах дополнительно появляется слой с большим количеством остатков широколиственных пород, отвечающий климатическому оптимуму межледниковья. В межосцилляционных горизонтах, наоборот, наблюдается полное выпадение слоев с примесью широколиственных растительных остатков.

Следует иметь в виду, что отсутствие в разрезе отложений, формировавшихся в условиях межледниковья или межстадиального потепления климата, нередко бывает следствием размытия. Поэтому нужен анализ не одного, а ряда разрезов. Как в действительности разворачивались события и где распространены ледниковые, стадияльные или осцилляционные отложения, каков их возраст и происхождение, устанавливают только после внимательного комплексного изучения всех горизонтов четвертичной толщи в различных геоморфологических условиях, про-

¹ Указанное правило в полной мере применимо только в условиях европейской территории СССР, где изменения климата в течение четвертичного периода были очень резкими и где ледниковые эпохи сильно отличались от межледниковых.

водимого в поле, а также путем лабораторного изучения собранных образцов.

По неровным контактам между разновозрастными горизонтами морены и подстилающими четвертичными отложениями судят о рельефе, который создавался ко времени нового продвижения ледника. При достаточном фактическом материале состав-

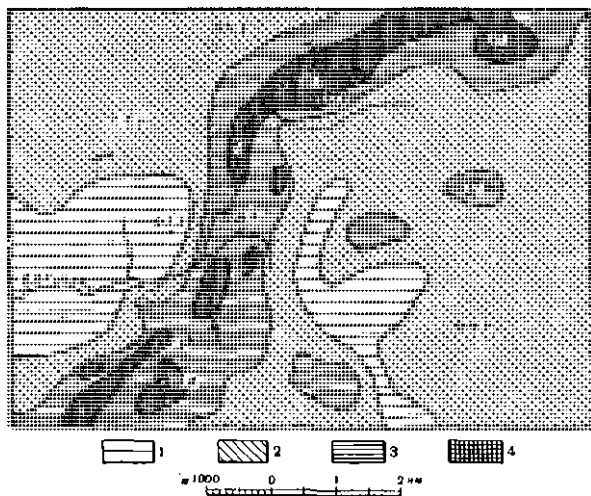


Рис. 74. Карта мощности четвертичных отложений:
1 — до 10 м; 2 — 10—20 м; 3 — 20—30 м; 4 — более 30 м

ляют палеотопографические карты древних поверхностей размыва, погребенных под разновозрастными горизонтами морены, которые вместе с картой коренного рельефа дают наглядное представление о развитии рельефа на протяжении всего ледникового этапа.

В дополнение к палеотопографическим картам составляют карты мощности всей четвертичной толщи и (если позволяет фактический материал) мощности отдельных ее моренных и межморенных горизонтов (рис. 74). Сопоставляя между собой палеотопографические карты, карты изопахит четвертичных отложений и карту существующего дневного рельефа, устанавливают степень унаследованности рельефа и его общего преобразования в результате неравномерной ледниковой аккумуляции (рис. 75).

Изучение ледниково-эрозионного рельефа

Ледниково-эрозионный (экзарационный) рельеф в областях преобладания ледникового сноса представлен формами ледниковой обработки, штриховки и полировки (курчавыми скалами, отдельными бараньими лбами и др.) и формами ледникового

выпахивания (впадинами, котловинами, как сухими, так и заполненными водой).

Штриховка образуется при движении льда под давлением вмерзших в него глыб особо прочных пород. Ее ориентировка указывает направление движения льда. При изучении штриховки отмечают форму и размеры (глубину, длину) отдельных борозд. Путем массовых замеров определяют ориентировку борозд на разных элементах мезо- и макро-рельефа (на вершинах, склонах, в понижениях), сопоставляют направление ледниковых борозд с ориентировкой положительных и отрицательных форм. По этим данным судят о направлениях движения ледника в зависимости от фазы его развития, от рельефа, петрографического состава и структур коренного ложа.

Бараны лбы — обработанные ледником скалистые выступы коренного ложа. Определяют их размеры (длину, ширину, высоту), отмечают характерные морфологические черты, признаки оглаживания, штриховки и полировки на проксимальном склоне, угловатость и более значительную крутизну дистального склона. Выясняют закономерности распространения бараньих лбов, места их скопления с образованием рельефа курчавых скал.

Изучают морфологические особенности впадин и котловин ледникового выпakhивания, их размеры, ориентировку в плане, очертания береговой линии озер, признаки неравномерных (ко-сых) поднятий в послеледниковое время в виде приподнятых и погруженных древних береговых линий. Кроме того, изучают и другие геоморфологические проявления неравномерной ледниковой эрозии: изломанность продольного профиля рек (наличие порогов и водопадов), сложность очертаний гидрографической

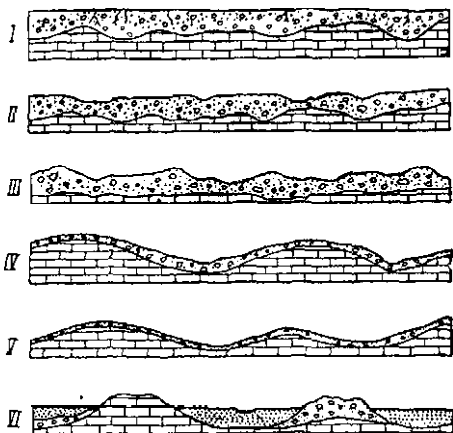


Рис. 75. Профили, показывающие различные отношения между коренными породами и ледниковыми отложениями (по А. Лобеку, согласно Н. Н. Соколову):

I — плоский рельеф ледниковых отложений, представленных основной мореной, без признаков эрозионных процессов; II — рельеф ледниковых отложений, представленных основной мореной, подверженной воздействию эрозионных процессов; III — холмисто-моренный рельеф без признаков эрозионных форм; IV — рельеф, обусловленный поверхностью коренных пород, ледниковые отложения слабо эродированы; V — рельеф, обусловленный поверхностью коренных пород с маломощным чехлом ледниковых отложений; VI — рельеф, обусловленный различными отношениями между поверхностью коренных пород и ледниковыми отложениями; показаны низины, заполненные аллювиальными отложениями

сети в плане и пр. Морфологический анализ ледниково-эрозийных форм дополняют изучением закономерностей их распространения и группировки в зависимости от ранее сложившегося рельефа, от петрографического состава и структур коренного основания. Например, отмечают ориентировку борозд и впадин ледникового выпахивания вдоль выходов относительно менее прочных пород, вдоль разломов и трещин.

Изучение ледниково-аккумулятивного рельефа

Ледниково-аккумулятивный рельеф представлен краевыми — конечными, или фронтальными, формами и формами аккумуляции основной морены.

При изучении *конечноледниковых форм* отмечают их внешний облик (в виде вала или четко выраженной гряды, в виде цепи тесно примыкающих друг к другу холмов, сидящих на общем возвышенном цоколе или лишенных такого общего основания), форму в поперечном профиле (асимметричную, симметричную), размеры (длину, ширину, высоту). Изучают геологическое строение, по которому судят о происхождении гряд: напорном или аккумулятивном.

У напорных конечноледниковых форм описывают залегающие в их ядре четвертичные или коренные породы, смещенные под напором продвинувшегося ледника с ясными признаками деформаций сжатия: опрокинутыми микроскладками, микронадвигами, взбросами и пр.

У аккумулятивных гряд обнаруживают мощные скопления сильно перемытой морены, содержащей включения, линзы и прослои грубозернистых валунных песков. Изучают соотношения и контакты между мореной и флювиогляциальными отложениями (переслаивание, фациальные переходы морены в пески прилегающих задров). К конечноледниковым формам относят и такие гряды, которые целиком состоят из грубозернистых валунных песков и образовались у края ледника в результате перемыва и переотложения морены талыми ледниковыми водами.

Конечноледниковые гряды не всегда четко выделяются на фоне холмистых и плоских моренных равнин. Обычно они прослеживаются с разрывами, которые возникают вследствие эрозии талых ледниковых вод и рек. Только внимательное прослеживание гряд и их сохранившихся остатков по крупномасштабным топографическим картам, аэрофотоснимкам и непосредственно на местности позволяет увязать эти формы в единые конечноледниковые образования. Широкие разрывы между отдельными грядами, расплывчатость их рельефа могут объясняться и тем, что отступление края льда происходило без задержек или не

единым хорошо очерченным фронтом, но сопровождалось образованием обширных полей мертвого льда.

Проследивая каждую гряду или цепь гряд, отмечают их направление, форму в плане (дугообразную, прямолинейную и пр.), виргации. Дугообразно изогнутые в дистальном направлении цепи конечных форм очерчивают выступавшие вперед ледниковые языки и лопасти, которые обычно приурочены к понижениям коренного ложа. В местах сильно расчлененного ледникового края выделяют передние, боковые и угловые (межязыковые, межлопастные) участки конечных форм (Басаликас, 1963). Разветвления (виргации) и расхождение гряд в понижениях коренного ложа свидетельствуют о том, что край ледника здесь отступал, испытывая лишь кратковременные задержки, тогда как в других местах, например в случае упора со стороны впереди лежащего возвышенного массива, он длительное время был неподвижен или испытывал лишь небольшие колебания.

При изучении холмов отмечают их общий вид (куполообразный, конусовидный), характер вершины и склонов, очертания и размеры основания, высоту. По имеющимся обнажениям, горным выработкам и буровым скважинам устанавливают геологическое строение холмов, которое проливает свет на способ их образования и позволяет выделить в областях ледниковой аккумуляции несколько типов моренных холмов и камов (рис. 76).

Моренные холмы образуются вследствие неравномерного распределения донной и внутренней морены в теле ледника и неравномерной ее аккумуляции после окончательного растаивания ледникового покрова. Пески, гравий и валуны, нередко залегающие в ядрах моренных холмов, свидетельствуют о значительном переотложении обломочного материала во внутриледниковых полостях и в понижениях на поверхности льда при участии талых вод. Рядом переходных форм моренные холмы связаны с типичными камнями.

Камы обычно выделяются среди моренных холмов своей высотой и более крутыми склонами (до 15° и более). Они как бы насажены на плоские моренные основания. Различают флювиогляциальные камы и лимногляциальные камы. Первые сложены флювиогляциальными песчано-гравийными отложениями, нередко полностью или частично перекрытыми мореной. Вторые состоят из песчано-глинистых ленточных отложений, иногда покрытых маломощным разорванным чехлом валунного суглинка (Каяк, 1963) (рис. 76).

Материал камов отлагался во внутриледниковых полостях потоками талых вод (флювиогляциальные камы) или же спокойно осаждался на дне застойных водоемов, окруженных ледовыми берегами (лимногляциальные камы). Покрышка из валунного суглинка могла возникать за счет внутренней (абляцион-

ной) морены, вытанвавшей из нависающих сводов и бортов внутриледниковых полостей или же из плавающих льдин.

При изучении камов наряду с особенностями их морфологии (господствующим положением в рельефе, платообразной вершиной, крутыми вогнутыми склонами и пр.) отмечают детали их

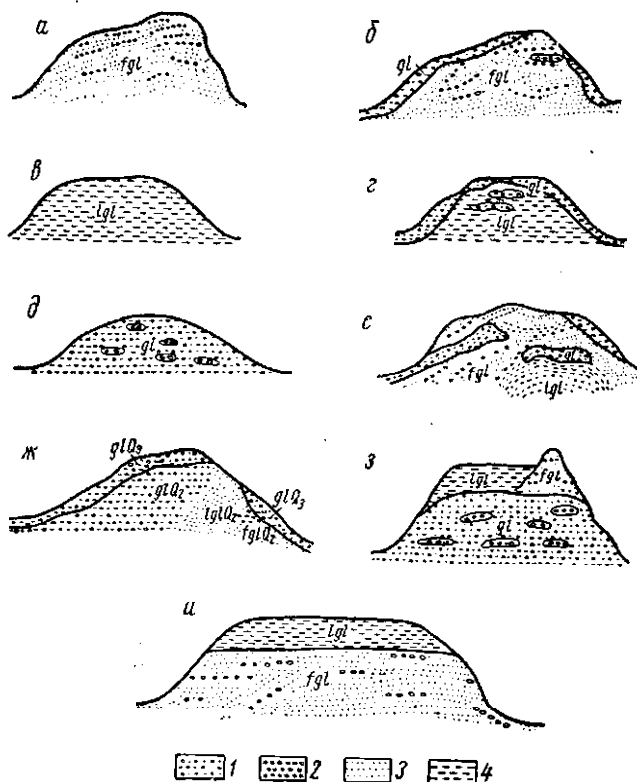


Рис. 76. Разрезы основных форм рельефа красных ледниковых образований юго-восточной Эстонии (по К. Ф. Каяку):

а — флювиогляциальный кам; б — флювиогляциальный кам с чехлом из абляционной морены; в — лимногляциальный кам; г — лимногляциальный кам с чехлом из абляционной морены; д — моренный холм; е, ж — напорные ледниковые образования; з — наложенный кам (флювиогляциальный и лимногляциальный камы насажены на моренный холм); и — наложенный кам (лимногляциальный кам насажен на флювиогляциальный кам); 1 — морена; 2 — галечник; 3 — песчано-гравийные отложения; 4 — песчано-глинистые ленточные отложения

геологического строения, на основании которого судят о способе и об условиях образования камов. Так, увеличение крупности лимногляциальных осадков снизу вверх по разрезу указывают на обмеление озера, прослой грубозернистых валунных песков

свидетельствуют о неустойчивости режима водоема и о приносе материала потоками талых вод.

Важную информацию об условиях образования камов дает изучение слоистости флювиогляциальных и лимногляциальных отложений. Для первых характерна косая и диагональная слоистость, косая слоистость дельтового типа, для вторых — ленточная слоистость. Обращают на себя внимание нарушения нормального залегания слоев, которые могут быть вызваны: 1) напором активного (подвижного) ледника или же 2) таянием мертвого льда, образующего ложе и борта водно-ледниковых осадков. В первом случае наблюдаются деформации сдвливания (сжатия) пород, которые могут быть настолько значительны, что холмы приходится рассматривать как кончолодниковые формы напора. Во втором случае развиваются пассивные деформации растяжения и проседания материала, совершавшиеся как во время накопления осадков (консидиментационные деформации), так и после прекращения аккумуляции (постсидиментационные деформации). К ним относятся изгибы слоев на склонах камовых холмов, микросбросы с наклоном сбрасывателя в сторону опущенного крыла и др.

Среди моренных холмов и камов выделяются *озовые гряды*, которые разделяются на радиальные и маргинальные. Первые вытянуты по движению ледника, отмечая пути стока талых вод во внутриледниковых, под- и надледниковых каналах и трещинах. Вторые очерчивают края древнего ледникового покрова, являясь в этом отношении аналогами кончолодниковых форм, сложенных преимущественно флювиогляциальным материалом.

Изучая радиальные озы, устанавливают их очертания и ориентировку в плане, характер поперечного профиля, гребневой линии, высоту и крутизну склонов, закономерности распределения среди элементов моренного ландшафта. Например, отмечают приуроченность озов к ложбинным понижениям, в некоторых случаях к положительным формам рельефа.

Определяют петрографический и гранулометрический состав, текстурные особенности озовых отложений. Преобладание грубообломочного материала свидетельствует о большой силе водных потоков, энергично перемывавших морену и местами разрушавших даже коренное ложе ледника. Маломощный чехол из абляционной морены может говорить о накоплении материала в под- или внутриледниковых каналах.

Четко выраженные на большом протяжении озовые гряды скорее всего формировались в подледниковых каналах на протаявшем ложе ледника. Об этом же свидетельствует общее горизонтальное залегание флювиогляциальных отложений с деформациями растяжения и проседания, вызванными растаиванием ледниковых бортов.

К особой категории холмистых форм относятся *друмлины*. Они выделяются своими морфологическими признаками: овальными очертаниями в плане, закономерной общей ориентировкой длинной оси, асимметричным продольным профилем. Путем изучения внешнего облика и геологического строения друмлинов, их коренного ядра, моренных и водно-ледниковых отложений устанавливают генезис друмлинного рельефа: вследствие неравномерного вытаивания и переотложения обломочного материала в системе внутриледниковых трещин, в результате повторного надвигания ледника и преобразования им ранее сформированного холмисто-моренного рельефа и др.

В общем облике рельефа областей ледниковой аккумуляции наряду с холмами и грядами равноценную роль играют *западины, котловины и ложбины*. Они образуются благодаря неравномерному отложению морены, вытаиванию погребенных глыб мертвого льда, эрозионной деятельности потоков талых вод. Эти же процессы участвуют в формировании всего ледникового аккумулятивного рельефа. Поэтому изучение названных отрицательных форм представляет большой интерес.

Некоторые западины могут образоваться эвронным путем, т. е. в результате вымывания материала при падении потоков талых вод в ледниковые трещины или полости. Такие западины опознаются по воронкообразной форме, значительной глубине, наличию концентрического вала, сложенного породами, вымытыми из глубины.

Изучение водно-ледникового рельефа в экстрагляциальных областях

На деятельность талых вод, растекавшихся от края ледника, большое влияние оказывал рельеф прилегающей внеледниковой полосы: направление господствующего и частных уклонов поверхности, их соотношение с направлением движения ледника и положением его края, превышения водоразделов над долинами, крутизна склонов, ширина долин, величина и направление их продольного уклона.

При общем уклоне поверхности в направлении от ледника сток талых вод был свободный. Блуждая около края ледника на больших площадях, они формировали водораздельные зандры. Удаляясь от ледника, талые воды концентрировались в более или менее значительные потоки, формируя долинные зандры, или флювиогляциальные террасы.

Водораздельные зандры занимают нередко на современных междуречьях значительные площади, непосредственно примыкая к конечным моренам. Их поверхность на первый взгляд совершенно плоская, при внимательном изучении в поле и по картам обнаруживает многие интересные детали. Очень часто водораздельные зандры состоят из нескольких весьма плоских и ци-

роких конусов выноса, слившихся между собой и образующих сплошную наклонную равнину. В таком случае изучают вершины конусов, где из ледниковых гротов и трещин во время остановки края ледника вытекали потоки талых вод, стгужавшие здесь большое количество приносимого материала. От вершин конусов по наклону их поверхности прослеживают остатки ложбин стока талых вод, отмечаая их направление, длину, ширину, глубину и прочие морфологические особенности.

В противоположном направлении от вершин конусов прослеживают широкие ложбины, рассекающие зону краевых ледниковых образований. Устанавливают направление, ширину и глубину ложбин, морфологические особенности их дна и склонов. Изучают приуроченные к ложбинам озерные котловины, озовые гряды и террасы, соотношение этих форм с неровностями коренного ложа. По совокупности признаков судят о происхождении ложбин, в частности по присутствию озов и вытянутых озерных понижений — об их образовании за счет деятельности подледниковых вод, текших под гидростатическим давлением и производивших энергичный размыв своего ложа.

Изучая геологическое строение водораздельных зандров, устанавливают их факультальный состав с выделением отложений потоков, разливов талых вод и по периферии зандровой полосы отложений застойных водоемов. Описывают состав, мощность и распространение каждой фации, прослеживают закономерную смену грубообломочного материала все более тонкими песчанистыми, алевритистыми и даже глинистыми осадками. Так устанавливают общее направление стока талых вод, которое уточняется по направлениям наклона зандровой равнины, если только при этом исключено влияние новейших тектонических движений.

Наряду с плоскими зандровыми равнинами встречаются холмисто-западинные зандровые поверхности, которые образовались в тех местах, где материал, приносимый водными потоками, был отложен поверх еще не вполне растаявших глыб мертвого льда. По мере таяния погребенного льда на поверхности возникали просадочные понижения в виде замкнутых или полузамкнутых округлых западин, расположенных изолированно или группами и выделяющих между собой группы холмов. Для подобных зандров характерно повсеместное залегание на поверхности флювиогляциальных отложений с признаками нарушений явно просадочного происхождения: наклоном слоев согласно падению склонов холмов и западин, микросбросами растяжения и оседания материала.

При изучении холмистых зандров прослеживают, как с удалением от предполагаемого края ледника изменяются форма, размеры и количество на единицу площади (плотность) холмов и западин, а также их геологическое строение. Выясняют, где

холмистая поверхность переходит в недеформированную просадочными явлениями плоскую зандровую равнину, до которой, по всей вероятности, еще распространялся маломощный ледниковый покров или приледниковое поле снежников. Еще дальше наблюдают переход водораздельных зандров в долинные зандры, которые в настоящее время выступают в виде надпойменных флювиогляциальных террас.

Так, прослеживая шаг за шагом и увязывая в единый пространственный ряд конечноледниковые гряды и всхолмления, водораздельные и долинные зандры разных эпох и стадий оледенения, устанавливают развитие рельефа в областях древнего материкового оледенения и во внеледниковой зоне.

Пути стока талых вод при встречном уклоне поверхности и при сравнительно небольшой глубине долин могли пролегать вдоль края ледника, даже пересекая современные водоразделы. Такие *фронтальные (маргинальные) древние долины стока* опознаются как сквозные понижения, выстланные флювиогляциальным песчано-галечным материалом, несоразмерно широкие сравнительно с шириной протекающих по ним современных рек. Особое внимание привлекают те части фронтальных долин, где они в настоящее время лишены коренного склона со стороны края ледника и представляют как бы широкие террасы. Отсутствующим склоном таких долин являлся в свое время сам ледник, конечные морены которого в этих местах совсем не образовались или были полностью размыты.

Там, где из-под ледника освобождались крупные понижения с сильно затрудненным стоком, возникали временные *плотинные озера*, которые в настоящее время опознаются по песчаным береговым валам, прибрежным абразионным равнинам с маломощным слоем песчаных отложений и россыпью вымытых из морены валунов, озерно-ледниковым дельтам, по донно-аккумулятивным озерным равнинам, сложенным ленточными отложениями.

Изучение ленточных отложений с применением особой методики (варвометрического метода) позволяет определять абсолютный возраст ледниковых форм, фиксировать положение края ледника, определять продолжительность его остановки и скорость отступания, датировать события в единицах абсолютного летоисчисления (см. Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений, 1957).

Водно-ледниковые формы рельефа и отложения далеко не всегда приурочены к краевым образованиям, но встречаются повсеместно на территории древнего материкового оледенения. Нередко песчано-валунные отложения залегают на вершинах и склонах моренных возвышенностей, где они слагают отдельные террасовидные ступени, выстилают днища ложбинообразных понижений и отдельные ровные площадки, которые располага-

ются на различных высотах. Узвять все эти формы в единую систему террас водно-ледниковой сети не представляется возможным, так как слишком разрознены существующие звенья этой сети, разобщенные нередко крупными завесомо древними понижениями. В таком случае приходится прибегать к реконструкции дренажной сети времени убывания ледникового покрова, когда он лишился движения и разбился на отдельные крупные глыбы мертвого льда. В это время воды текли по контактам между глыбами льда и протаявшими участками ледникового ложа и могли свободно пересекать эти участки. С постепенным убыванием ледниковых останцов и понижением их поверхности соответственно перемещалась сверху вниз и зона преобразования рельефа потоками талых вод.

Следует, кроме того, учитывать возможность стока талых вод непосредственно через территорию, занятую мертвым льдом, по внутриледниковым проталинам. Последние закладывались вдоль перекрытых льдом понижений, служивших местом сосредоточения подледниковых, внутри- и наледниковых вод и со временем оформлявшихся в систему водотоков, наследующих систему древних (доледниковых) долин. Эти водотоки питались за счет таяния ледниковых останцов, лежавших по сторонам, и отлагали на своем пути пески с включениями валунов.

В настоящее время подобная система стока талых вод опознается по слабо выраженным внутриледниковым долинным зандрам, образующим в долинах современных рек наиболее высокие и широкие надпойменные террасы с маломощным слоем слабо валунных песков. Поверхность этих террас обычно наклонена в сторону рек и, кроме того, может иметь общий уклон в проксимальном или близком к нему направлении. При изучении долинных зандров этого типа устанавливают их границы, величину и направление уклона поверхности, абсолютные и относительные высоты, литологические особенности водно-ледниковых отложений, их мощность и распространение.

Отдельные ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа группируются в разнообразные морфологические комплексы. Характер комплексов зависит главным образом от погребенного доледникового рельефа, от рельефообразующей деятельности самого ледникового покрова и его талых вод. Особенно большое влияние оказывает динамическое состояние ледника в фазу его отступления. Различают морфологический комплекс, сформированный при участии активного льда и сформированный в условиях мертвого льда.

В комплекс форм активного льда входят: аккумулятивные и напорные кончолоедниковые гряды, экстрагляциальные водораздельные и долинные зандры, примыкающие с внешней стороны к кончолоедниковым грядам и всхолмлениям, друмлины, сформированные при повторном надвигании активного ледника.

В комплекс форм мертвого льда входят: холмисто-западинный рельеф с моренными холмами, флювиогляциальными и лимногляциальными камами и просадочными западинами на месте вытаявших глыб мертвого льда, озы, внутриледниковые долинные зандры и ложбины стока талых вод (Герасимов и Марков, 1939; Гуделис, 1963).

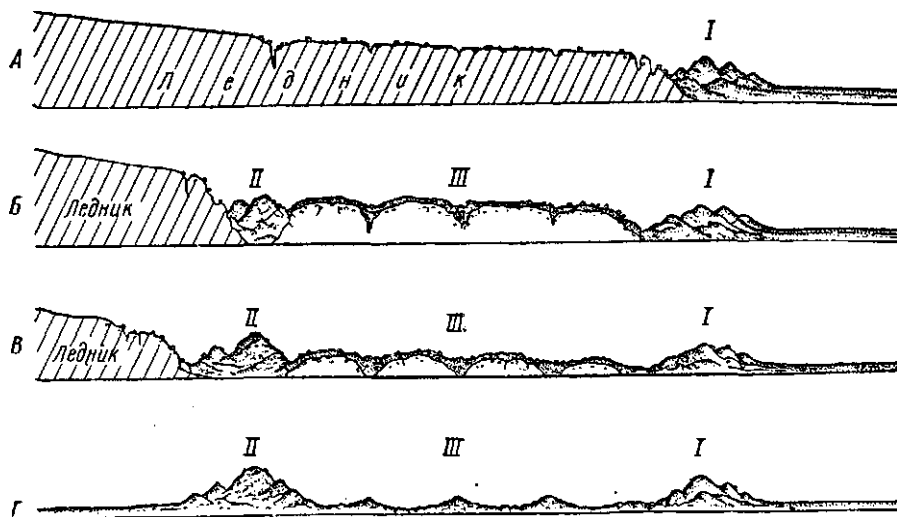


Рис. 77. Схема последовательности формирования краевых ледниковых образований (по В. Гуделису):

А — образование фронтальных отложений конечных морен (I) у края активного ледника; Б — превращение краевой зоны ледника (III) в поле мертвого льда, прекращение образования (I) конечных морен и начала формирования (II) гряды конечных морен; В — окончательное оформление (II) гряды конечных морен и дальнейшее таяние мертвого льда (III); Г — окончательное оформление краевых ледниковых образований в связи с растаиванием мертвого льда и проявлением термокарстовых и солифлюкционно-делювиальных процессов. Фронтальные ледниковые образования I и II почти одновременные, т. е. после прекращения формирования I гряды сразу начинается образование II гряд. Рельеф зафронтальной части (III) по возрасту значительно моложе I и II гряд фронтальных образований (конечных морен)

Приведенные критерии для определения динамического состояния ледникового покрова в фазу его отступления не являются однозначными. Слабо выраженные фронтальные гряды и предфронтальные зандры могут образоваться и у краев обширных глыб мертвого льда. В то же время отсутствие конечных морен, преобладание холмисто-моренного ландшафта может быть следствием равномерного отступления края активного ледника. При очень быстрой аккумуляции грубообломочного флювиогляциального материала озы и камы нередко образуются в трещинах активного льда или по контакту с ним. Следовательно, выводы о характере и обстоятельствах убывания ледникового покрова

должны основываться не на отдельных фактах, а на всем комплексе добытого фактического материала.

Необходимо также принимать во внимание, что в одном и том же морфологическом комплексе (краевом или в ландшафте основной морены) сначала могут образоваться формы активного льда (например, напорные или насыпные фронтальные гряды), а затем формы мертвого льда (озы и камы) (рис. 77).

Изучение развития рельефа в послеледниковое время

Изучение развития рельефа в послеледниковое время сводится к решению ряда частных задач. К ним относятся изучение развития озерных котловин, эрозионной сети и рельефа между-речий. На основании полученных результатов устанавливают последовательные этапы и общую степень переработки первоначального ледникового рельефа в послеледниковое время.

Озерные котловины содержат очень богатую информацию о развитии рельефа в послеледниковое время. Основными объектами изучения являются озерные террасы и озерные отложения.

При изучении озерных террас определяют их ширину, относительную высоту над уровнем воды в озере или (при отсутствии озера) над дном котловины. Описывают площадки сохранившихся останцов террас, бровки и уступы, тыловые швы с признаками озерной абразии и образования клифов, береговые валы. Выясняют геологическое строение террас с подробной характеристикой озерных отложений, составлением разрезов и профилей.

Путем заложения серии буровых скважин устанавливают первоначальный рельеф дна озерных котловин, перекрытый в настоящее время озерными осадками, мощность и стратиграфию озерных отложений, характер современного рельефа ложа водоема. Сопоставляя все эти данные, определяют стадию развития котловин или степень переработки их первоначального рельефа последующими процессами осадконакопления с постепенным приобретением типических черт зрелых озерных водоемов: ровного дна в их центральной части, подводных террас и откосов по периферии.

В котловинах, кроме собственно озерных отложений, подразделяемых на терригенные, органогенные и хемогенные, в прибрежной части выделяют еще речные (дельтовые), делювиальные отложения, а в котловинах исчезнувших озер — болотные. Путем комплексного изучения этих отложений выясняют физико-географическую обстановку, которая складывалась в разные отрезки послеледникового времени, характер водоема (его прочность, состав воды, глубина).

Анализируя терригенные отложения, определяют источники поступления материала (выносы рек, ручьев, оврагов, плоскост-

ной смыс) и в связи с этим находят границы бассейна озера, выясняют эволюцию бассейна, интенсивность денудационных процессов. О развитии береговой линии озера судят по очертаниям тыловых швов террас и береговым валам. Чтобы сопоставить развитие озера и долинной сети, изучают связи озерных террас с террасами впадающих в озеро и вытекающих из него рек.

Если котловина сухая, устанавливают, как и когда произошло исчезновение озера — посредством заиления и зарастания или в результате спуска при развитии эрозионной сети. Для этого изучают стратиграфию, определяют возраст озерных и залегающих на них болотных, делювиальных, аллювиальных отложений, устанавливают взаимоотношение котловины с эрозионной сетью (замкнутая, открытая с одной стороны, прорезанная долиной или системой долин), сопоставляют озерные и речные террасы. Озеровидные расширения долин, часто наблюдаемые в районах древнего материкового оледенения, специально изучают как места возможного в прошлом нахождения озер, спущенных впоследствии реками. На основании собранных материалов осуществляют реконструкцию озерной и речной сети изучаемого района по отдельным этапам ее развития в позднеледниковое и послеледниковое время.

При изучении *речных долин* стремятся выяснить следующее.

1. Положение современных долин по отношению к доледниковым. Особо фиксируют случаи резкого несоответствия между современной и доледниковой сетью — признак перестройки рельефа в ледниковое и послеледниковое время.

2. Положение современных долин по отношению к ложбинам стока талых ледниковых вод. Устанавливают места, где современные долины наследуют ложбины стока талых вод и где они заложились по новым направлениям, не совпадающим с гидрографической сетью ледникового и позднеледникового времени. Во втором случае выясняют, не образовались ли вновь заложившиеся долины в результате «нащупывания» водными потоками погребенных понижений, существовавших в доледниковое или межледниковое время, впоследствии засыпанных мореной.

3. Изменение условий эрозионно-аккумулятивной деятельности водных потоков в конце позднеледникового в связи с переходом их от ледникового питания на питание исключительно за счет атмосферных и подземных вод, а также в связи с прекращением поступления обильного обломочного материала непосредственно от края ледника. Если вне исследуемого района ледниковый покров испытал повторное надвигание в последующую ледниковую эпоху или стадию оледенения, то выясняют возможность стока талых вод этого ледника через данный район и их влияние на эрозионно-аккумулятивные процессы в речных долинах.

4. Последовательные этапы развития эрозионной сети после

окончательного освобождения территории из-под ледника на фоне эволюции первоначального холмисто-озерного и западного ландшафта, характеризующегося обилием небольших участков с разобленным поверхностным стоком, затрудняющим образование единой (связной) системы эрозионных форм применительно к общему базису эрозии.

5. Рост эрозионной сети с последовательным включением участков внутреннего стока (бассейнов озер, моренных западин) в систему общего базиса эрозии.

Основной метод изучения истории развития эрозионных форм — это анализ террас всех звеньев гидрографической сети, сопоставление террас основных долин с террасами притоков и озер, с долинными и водораздельными зандрами, определение возрастных и генетических взаимоотношений между ними (см. гл. 14).

При выяснении степени переработки первоначального моренного рельефа эрозионно-денудационными процессами устанавливают места, где рельеф в своем развитии еще подчинен местным базисам денудации (моренным западинам, озерным котловинам) и где он вполне освоен эрозионной сетью, опирающейся на общий базис эрозии, т. е. уровни рек и речных террас. По общей мощности осадков, выполняющих западины и котловины, в особенности по объему терригенных компонентов, судят о количестве материала, снесенного с окружающих холмов, о степени сглаживания рельефа за счет снижения положительных форм и заполнения понижений. Так, равнинность рельефа с широким распространением на морене достаточно мощных склоновых и западных отложений следует считать вторичной. На основании этого выделяют *вторичные моренные равнины*, образовавшиеся в результате выравнивания первоначального, более всхолмленного рельефа (Борзов, 1951). В отличие от вторичных *первичные моренные равнины* почти полностью сохраняют черты своего первоначального равнинного рельефа.

Общую степень эрозионно-денудационной переработки рельефа устанавливают по комплексу признаков, к которым относятся: озерность территории, западинность и всхолмленность рельефа, густота эрозионной сети, выравнинность междуречий, развитие делювиальных отложений, выветрелость морены, степень размыва ледниковых отложений. Сокращение количества озер и замкнутых моренных котловин, усиление эрозионного расчленения свидетельствует о все более значительной переработке первичного ледникового рельефа эрозионно-денудационными процессами.

Этот вывод основан на предположении, что первоначальный рельеф отличался слабым развитием эрозионной сети, обилием форм неравномерной ледниковой аккумуляции, особенно западин и озерных котловин. Следует, однако, иметь в виду, что по-

добное предположение не всегда оказывается верным. В периферические части области древнего материкового оледенения ледник мог приходить ненадолго или значительно обедненным мореной. В этом случае он не создавал достаточно ярко выраженных специфических форм. Если же ледник перекрывал эрозионную возвышенность с большими амплитудами высот, то наложенные на нее моренные формы были слабо заметны на фоне крупного доледникового рельефа. Эрозионная переработка такого рельефа бывает predetermined унаследованными долино-балочными понижениями и совершается ускоренными темпами. В этом случае результаты переработки устанавливают по степени выветрелости и размытости морены, по развитию овражно-балочных форм, речных террас, склонов и склоновых отложений.

Выяснение развития рельефа в поздне- и послеледниковое время имеет и обратное значение для уточнения представлений о характере первоначального рельефа, что осуществляют путем сопоставления современных форм земной поверхности и всех фактов, свидетельствующих о переработке этих форм в поздне- и послеледниковое время. Соответственно уточняют и представления о развитии рельефа в ледниковое время и о влиянии на него доледниковых форм. Так, если предварительный вывод о значительности форм ледниковой аккумуляции окажется неверным, то придется перестроить все представления о развитии рельефа района. В частности, не следует ошибочно находить вторичную моренную равнину там, где в действительности распространена первичная равнина.

Степень переработки первоначального моренного рельефа есть функция времени и поэтому при прочих равных условиях она тем значительнее, чем древнее рельеф. На этом основан геоморфологический метод установления границ древних ледниковых покровов (Герасимов и Марков, 1939; Соколов, 1946). Границу между двумя геоморфологическими ландшафтами с резко различной сохранностью форм ледниково-аккумулятивного рельефа считают границей самостоятельного оледенения или его крупной стадии. Но подобный метод следует обязательно сочетать с методом стратиграфического анализа ледниковых отложений, с определением границ распространения каждого самостоятельного моренного горизонта.

ИЗУЧЕНИЕ ГОРНО-ЛЕДНИКОВОГО РЕЛЬЕФА

При изучении горно-ледникового рельефа выясняют: характер рельефа, сложившегося ко времени оледенения, количество самостоятельных оледенений и их стадий, пережитых горной страной, возраст оледенений, высотное положение древней снеговой границы, типы ледников и созданных ими форм рельефа,

роль оледенений в преобразовании рельефа гор, характер неледниковых экзогенных и эндогенных (тектонических и вулканических) процессов, сопровождавших оледенения и совершавшихся в перерывах между ледниковыми эпохами, степень разрушения древнего ледникового рельефа под воздействием процессов послеледникового времени.

Изучение доледникового рельефа

О древних этапах развития горного рельефа судят главным образом по остаткам поверхностей выравнивания и по коррелятным отложениям. Особое внимание уделяют наиболее молодым реликтам древнего рельефа и древних отложений, которые сформировались непосредственно ко времени оледенения (к самой ранней ледниковой эпохе).

Диагностика доледникового этапа развития рельефа облегчается тем, что оледенение обычно развивается после интенсивных тектонических поднятий, роста и расчленения гор, а также в связи с резким изменением климатических условий. Все это непосредственно отражается и в рельефе, и в геологических разрезах рыхлых толщ. Если доледниковые формы были сглажены, то они даже после поднятий и расчленения сохраняют облик страны, испытавшей длительное нисходящее развитие. С ним резко контрастируют более молодые глубокие и крутосклонные формы водно-эрозионного и ледниково-эрозионного происхождения. Для некоторых мест не составляет большого труда путем мысленного заполнения вновь возникших понижений воссоздать облик того рельефа, который предшествовал эпохе глубокого эрозионного расчленения и оледенения. Так, между карами нередко еще сохраняются остатки сглаженной доледниковой поверхности, по которым легко можно судить о первоначальном облике доледникового рельефа.

В долинах изучают сохранившиеся доледниковые аллювиальные отложения и речные террасы, а в предгорьях и межгорных понижениях — аллювиально-пролювиальные и озерно-аллювиальные отложения. По вещественному и гранулометрическому составу этих толщ судят о рельефе и всей палеогеографической обстановке эпохи накопления материала. Отсутствие нагромождений очень крупных обломков горных пород (крупных валунов и глыб), сильная выветрелость пород с признаками разложения в условиях влажного теплого климата, многочисленные остатки теплолюбивых растительных и животных организмов заведомо свидетельствуют о доледниковом возрасте отложений. На Алтае, например, отчетливо выделяются верхнеплиоценовые доледниковые образования, которые характеризуются сильной выветрелостью и обогащенностью гидроокислами железа, отчасти марганца, придавшими им бурую и красно-бурую окраску. Эти отло-

жения резко отличаются от перекрывающих, совершенно несыветрелых отложений серого цвета, формирование которых происходило заведомо в плейстоценовое время в условиях более расчлененного рельефа и более холодного климата, когда уже могло развиваться оледенение.

Определяя высотное положение доледниковых отложений и сложенных ими форм рельефа (речных террас, делювиально-пролювиальных шлейфов, озерно-аллювиальных равнин), изучая их соотношения между собой и с другими формами рельефа (речными долинами, горными хребтами), получают дополнительный материал для реконструкции основных этапов развития земной поверхности к началу оледенения. Так, долины с глубоко вложенными в них доледниковыми речными террасами и аллювиальными толщами грубообломочного состава, перекрытыми ледниковыми наносами, свидетельствуют о значительных поднятиях и глубоком эрозионном расчленении территории еще в доледниковое время. И наоборот, сглаженные поверхности с залегающими на них рыхлыми доледниковыми наносами, перекрытыми мореной, свидетельствуют о выровненности рельефа к началу оледенения.

Необходимо выяснить хотя бы основные черты предледникового рельефа, его высоту, глубину расчленения, характер долин и горных хребтов, сохранность поверхностей выравнивания и другие морфографические и морфометрические признаки, которые должны были повлиять на весь ход оледенения и определить пути развития собственно ледниковых форм.

Как известно, тип современного горного оледенения во многом зависит от рельефа. Такая зависимость существовала и во время четвертичного оледенения. Поэтому очень важно установить, где в результате депрессии снеговой границы в область хionoсферы попадали сохранившиеся от расчленения поверхности выравнивания, на которых возникали обширные полупокровные ледники, ледники плоских вершин и другие ледниковые тела, находившиеся в особо благоприятных условиях питания; где депрессия снеговой границы, благодаря интенсивному расчленению гор и крутым склонам не сопровождалась значительным усилением оледенения и способствовала лишь возникновению разобщенных каровых и долинных ледников; где по условиям рельефа снеговая граница (орографическая снеговая линия) испытывала местные поднятия и снижения. Однако убедительный ответ на подобные вопросы возможен только после изучения всего комплекса ледниковых образований.

Изучение ледниково-эрозионного рельефа

Наиболее характерные следы эрозионной деятельности долинных ледников в горах — кары и трог. На фоне этих основных форм изучают отдельные бараньи лбы, курчавые скалы, по-

верхности ледниковой штриховки и полировки, котловины ледникового выпахивания, ригели, уступы. При покровном и полупокровном оледенении результаты экзарационной деятельности наблюдают также на вершинах горных массивов в виде сглаженных поверхностей, осложненных названными выше формами.

Кары и расширенные верхние концы трогов (расширения фирнового бассейна) следует остерегаться смешивать с водосборными воронками. У хорошо сохранившихся типичных каров отчетливо выделяются плоское прогнутое дно и крутые задняя и боковые стенки. Дно кара представляет собой элемент собственно ледниково-эрозионный, сформировавшийся под прямым воздействием некогда заполнявшего его фирнового и глетчерного льда. Что касается стенок кара, то они развиваются под дополнительным непосредственным воздействием морозного выветривания и гравитационных склоновых процессов, которые в деятельных карах совершаются в постоянном взаимодействии с работой ледников. Последние непрерывно выносят обломочный материал, который доставляют выветривающиеся склоны цирка. Таким образом, кары, являясь в целом формами ледниково-эрозионными, в то же время представляют собой парагенезис донного и склоновых элементов, в развитии которых непосредственное участие принимают свои особые группы факторов.

Дно каров в разной степени отражает следы деятельности древних ледников. Хорошо сохранившиеся каровые днища оглажены и отполированы ледниками, углублены в виде плоской котловины, обычно заполненной водой каровых озер. Последние составляют характернейший элемент высокогорного древнеледникового ландшафта, который бросается в глаза при первом же знакомстве с ним на местности или при работе с картами и аэрофотоматериалами.

Внешний контур дна каров проводят там, где кончаются следы экзарационного воздействия на коренные породы и где, как можно предполагать, проходила граница ледника в области его питания. Выше должны были подниматься крутые стенки каров, основание которых также служит приметной морфологической границей днища.

Отмечают форму и размеры днища каров в плане, наличие ригеля, отделяющего центральную часть дна от выхода в горную долину и обособляющего котловинообразное понижение, наличие карового озера, его размеры, глубину, форму озерной котловины. Если озеро отсутствует, изучают следы его пребывания, признаки эрозионного пропиливания ригеля и спуска вод вниз по долине, степень разрушения дна кара под воздействием эрозионной деятельности постоянных и временных водотоков. Для последующей реконструкции положения древней снеговой границы возможно точнее определяют абсолютную высоту дна

каров, его превышение над трогом, относительную высоту ригеля.

Стенки каров обычно высоки и очень круты, сверху ограничены четко выраженной бровкой или острым гребнем, отделяющими кары друг от друга или от форм ледникового происхождения. Определяют превышение стенок над дном каров, их угол падения, характер совершающихся на них склоновых процессов с выделением стенок обвально-осыпного срыва и обвально-осыпных шлейфов. Отмечают роль других склоновых и несклоновых процессов в формировании деталей рельефа: лавинных, оползневых, солифлюкционных, мерзлотных, водно-эрозионных.

Названные выше признаки позволяют судить о сохранности первичного облика каров в целом и степени их переработки экзогенными факторами после полного растаивания ледников. Можно различать несколько стадий такой переработки от хорошо сохранившихся каров с еще неспущенными каровыми озерами до сильно разрушенных каров, у которых днища глубоко расчленены эрозионными бороздами, склоны сильно слождены и также прорезаны глубокими рвами. В крайней стадии разрушения кары в значительной степени утрачивают свои первоначальные признаки и могут быть приняты за чисто эрозионные образования типа водосборных воронок.

В некоторых карообразных нишах длительное время залежится снег и даже сохраняются перелетки. Следует выяснить, не способствуют ли снежные скопления развитию таких ниш или сохранению их в том виде, в каком они сформировались раньше, во время карового оледенения.

В горах кары иногда располагаются один над другим в два, три и более ярусов, образуя лестницу каров. Подобные ступени могли возникать последовательно одна за другой, так что каждой из них отвечало свое положение снеговой границы. В пользу такого предположения могут свидетельствовать хорошая сохранность верхних каров и заметная изношенность нижних, закономерное прослеживание ступеней вдоль горных хребтов, связь каров каждого высотного уровня со своими особыми береговыми и конечными моренами, развитыми ниже в горной долине. Если этого не наблюдается, то не исключена возможность одновременного заложения и формирования ниш, когда снеговая граница располагалась на уровне самой низкой из них. Причину ступенчатости каров тогда следует искать в закономерностях экзарационной деятельности льда и фирна, в морфологии исходного рельефа и в литологическом строении гор.

Проследивая группировки каров, отмечают плотность их расположения, степень преобразования ими исходного рельефа: где кары размещаются изолированно, поодиночке, где они сближены и даже образуют настолько тесные скопления, что их задняя и боковые стенки пересекаются и дают острые зубчатые

гребни, пирамидальные вершины (карлинги), где эти гребни и вершины уже значительно срезаны и замещены плоскими расширенными днищами каров. Последний случай привлекает к себе внимание тем, что он объясняет образование высоко в горах некоторых плоских вершинных поверхностей.

Для объяснения различий в морфологии отдельных каров, их группировок и общего облика высокогорного ледниково-эрозионного рельефа привлекают данные о геологическом строении гор, о крутизне, глубине эрозионного расчленения и экспозиции склонов, об их ориентировке по отношению к господствующим ветрам. Наиболее благоприятны для карового расчленения склоны большой крутизны, северной экспозиции и подветренной стороны. Более резко выраженные кары возникают и сохраняются в скальных породах, тогда как в относительно менее стойких породах кары могут слабо отличаться от облика водосборных воронок.

Троги обладают своеобразными морфологическими признаками, по которым они достаточно резко отличаются от речных долин: корытообразным поперечным профилем, слабой и пологой извилистостью в плане, наличием уступов, ригелей в продольном профиле. Если эти признаки хорошо выражены, они легко обнаруживаются на местности, на аэрофотоснимках и даже на крупномасштабных картах.

Необходимо, однако, иметь в виду, что корытообразный поперечный профиль могут иметь и речные долины, не испытавшие оледенения. Подобную форму им придают осыпные, солифлюкционные и дефлюкционные шлейфы, которые спускаются сверху и создают плавный переход от крутых склонов в расширенное аллювиальное дно долины. Следовательно, во время полевых работ необходимо убедиться в том, что роль названных склоновых процессов в преобразовании долины в действительности невелика и что на ее бортах есть еще и другие признаки несомненной экзарационной деятельности древнего ледника. К ним относятся поверхности ледниковой шлифовки и полировки, ледниковые борозды и штрихи, которые наблюдаются в местах залегания плотных скальных пород.

Проследивая трог в течение продольного и серии поперечных маршрутов, устанавливая, до какого высотного уровня в разных местах обнаруживаются признаки ледниково-эрозионной деятельности. На этом уровне располагалась в свое время поверхность долинного ледника, над которой возвышались горные склоны, лишенные каких-либо следов ледниковой обработки. Именно эту нижнюю часть горных долин и выделяют в качестве собственно трога, отмечая присущие ей морфографические и морфометрические признаки (глубину, ширину).

К характерным признакам трогов относят их плечи, о происхождении которых существуют большие расхождения между ис-

следователями. Сначала необходимо убедиться, что террасовидные формы, принимаемые за плечи трогов, не представляют собой результат аккумулятивной деятельности ледника или потоков талых вод. Не исключена и возможность того, что плечи трогов — это реликты доледникового рельефа: остатки днищ древних долин или сложенные участки приводораздельных склонов, сопряженные с эрозионно-экзарационными склонами трогов.

Подлинные плечи трогов должны обладать признаками форм чисто экзарационного происхождения со следами ледниковой штриховки и полировки на их поверхности. Выясняют, как четко выражены плечи, их ширину, высоту над дном трога, геологическое строение. Иногда плечи трогов располагаются в одной долине несколькими ступенями, что дает основание говорить о вложенных трогах неодинакового возраста. Это предположение тщательно проверяют, используя весь комплекс сведений, характеризующих древние оледенения изучаемой территории. В частности, устанавливают сопряженность вложенных трогов с разновозрастными генерациями береговых и конечных морен, флювиогляциальных террас.

Уступы, ригели, переуглубления дна трогов свидетельствуют о весьма неравномерной экзарационной деятельности ледников. Кроме очертаний и размеров названных форм, отмечают еще закономерности их расположения в зависимости от геологического строения (приуроченность уступов, ригелей к выходам особо прочных горных пород), от расширений и сужений трогов (расположение перепадов дна в суженных отрезках долин), от мест слияния и впадения трогов (ступени слияния и устьевые ступени).

Впадины ледникового выпахивания обычно бывают заняты озерами. Об экзарационном происхождении озерных котловин судят по близкому залеганию коренных пород и по скальному строению порога, ограничивающего нижний конец озера. При этом следует учитывать возможность тектонического образования котловин, обладающих указанными признаками.

Изучив горно-ледниковые долины на всем протяжении, устанавливают степень разрушения их первичного экзарационного облика под воздействием последующих эрозионно-денудационных процессов. На основании этого различают: хорошо сохранившиеся (свежие) трог, значительно измененные трог с врезаемыми в них эрозионными долинами (каньонами, ущельями), с расчлененными ригелями, уступами, спущенными озерами, сильно разрушенные трог, у которых преобладают черты долин водно-эрозионного происхождения. Подобные различия дают повод говорить о нескольких эпохах и стадиях оледенения изучаемой горной территории, что должно быть в дальнейшем под-

тверждено результатами изучения ледниково-аккумулятивных, водно-ледниковых форм и стратиграфии отложений.

Необходимо еще иметь в виду, что при некоторых условиях типичные трогии вообще не создаются ледниками, так что долины, недавно испытавшие оледенения, не утрачивают свой прежний эрозионный облик. Это может наблюдаться в расширенных концевых частях горных долин, где расплывшиеся ослабленные ледники не обладают большой экзарационной силой. Аналогичные условия создаются и внутри гор, в тех местах, где древние широкие долины неглубоко врезаны относительно прилегающих плоских горных вершин. Экзарационная деятельность древнего оледенения проявляется здесь в шлифовке и полировке скальных поверхностей, в образовании борозд и штрихов, бараньих лбов, курчавых скал. Свежий облик этих образований позволяет говорить о недавнем оледенении территории, хотя типичной формы троговой долины здесь и не наблюдается.

Изучение ледниково-аккумулятивного рельефа

В результате аккумулятивной деятельности горно-долинных ледников образуются ледниковые отложения (морена), конечные (фронтальные), боковые (береговые) и донные ледниковые формы рельефа.

Моренные отложения опознают по грубообломочному составу, преобладанию плохо обработанных обломков от крупных глыб до щебня, среди которых, особенно в донной морене, содержатся и более окатанные валуны с ледниковой штриховкой, по значительной примеси песчаных и глинистых фракций, наличию эрратического материала, отсутствию или слабому развитию слоистости, беспорядочной ориентировке обломков, преобладанию пепельно-серой и серой окраски, включениям линз и прослоев флювиогляциального материала.

В горах сходными признаками обладают и некоторые другие отложения, которые по ошибке могут быть приняты за морену. К ним относятся селевые отложения, каменные глетчеры, некоторые типы склоновых образований, а иногда даже горный аллювий. Это обстоятельство служит причиной того, что разрезы четвертичных отложений разными авторами нередко трактуются по-разному и в результате возникают трудно согласуемые суждения по коренным вопросам истории оледенения той или иной горной страны.

Решение проблемы может быть предпринято путем тщательного изучения дискуссионных разрезов по комплексу разнообразных геологических и геоморфологических признаков. По Е. В. Рухиной, наиболее достоверным отличием отложений селевых потоков от морены является локальность их распространения и то, что они не могут залегать на сглаженных и исштрихо-

ванных поверхностях подстилающих пород (ледниковых мостовых). Однако оба этих признака нельзя считать вполне надежными. Как известно, в концевой части горные ледники далеко не везде оказывают экзарационное воздействие на свое ложе. Дополнительные затруднения возникают, когда грязевые или каменные глетчеры образуются за счет собственно ледниковых (моренных) отложений, которые после окончательного таяния ледника продолжают течь от места своего первоначального накопления вниз по долине и по ее склонам.

Из склоновых образований большое сходство с мореной нередко обнаруживают солифлюкционные отложения. Но их петрографический и минеральный состав полностью зависит от коренных источников сноса, расположенных непосредственно выше по склону.

Отложения постоянных и временных водотоков по ошибке можно принять за морену, когда они содержат большое количество крупных обломков (валунов) и не обладают свойственной типичному аллювию или пролювию отчетливой слоистостью и сортировкой. Такой характер флювиальных отложений обуславливают большие уклоны горных долин, благодаря чему во время бурных ливней и во время таяния снега и льда водные потоки бывают в состоянии переносить и отлагать очень крупные обломки, которые на первый взгляд могут быть под силу одним только ледникам. Все же обстоятельное изучение состава, текстурных признаков, формы и ориентировки обломков позволяют установить подлинный генезис этих отложений.

Очень важный признак собственно ледниковых отложений, по которому их опознают даже в случае сильного размыва, — наличие эрратических валунов. Сравнительно с областями материкового оледенения равнин в горах оценка эрратического материала встречает некоторые трудности и требует большой осторожности. Если крупные эрратические валуны на равнинах, принесенные за сотни и тысячи километров, несомненно являются ледниковыми, то в горах крупные обломки могут далеко выносить также и реки.

Для выяснения источников эрратического материала детально изучают состав коренных пород. На территории областей ледникового сноса отыскивают выходы горных пород, которые удовлетворяют требованиям, предъявляемым к руководящим валунам: ограниченность местонахождения, хорошая опознаваемость пород, их устойчивость при выветривании и транспортировке. Эрратические валуны обычно бывают обработаны ледниками при транспортировке — покрыты штриховкой, отполированы. Но эти признаки в отдельности не всегда убедительны, так как штриховку и полировку валунов может осуществлять и речной лед, штрихи наблюдаются на обломках в осыпях, в солифлюкционных и селевых отложениях.

Изучение стратиграфии ледниковых отложений, моренных и разделяющих их межморенных горизонтов проливает свет на историю оледенения горной страны. Горно-долинный характер оледенения, интенсивность эрозионно-денудационных процессов обуславливают плохую сохранность следов всех оледенений, кроме последнего. Поэтому стратиграфические разрезы изучают не только в долинах горных рек, но также по периферии гор и в прилегающих депрессиях, куда спускались древние ледники, отлагая морены и флювиогляциальный материал.

Наряду с мореной особое внимание обращают на межморенные горизонты, стараясь установить их генезис и климатические условия образования, свидетельствующие о характере перерыва между отложениями морен. Межледниковый или межстадиальный характер этих интервалов лучше всего доказывается находками макро- и микроостатков организмов. Разрезы с такими находками обычно бывают очень малочисленны и даже единичны, но тем не менее они дают основание сделать очень важные палеогеоморфологические и более общие палеогеографические выводы.

При палеогеографической интерпретации разрезов и содержащихся в них органических остатков необходимо учитывать следующие обстоятельства.

1. В горах велика возможность захоронения отложений с остатками теплолюбивой флоры и фауны в результате смещений морены и мореноподобного материала сверху, что может создавать ложное впечатление о межморенных условиях залегания органических остатков.

2. Вследствие интенсивности эрозионно-денудационных процессов в горах очень возможно переотложение остатков животных и растительных организмов: костей животных, пыльцы растений и др. О вторичном (переотложенном) залегании органических остатков свидетельствуют их разрозненность, изношенность при транспортировке с мест первичного (коренного) залегания.

При интерпретации спорово-пыльцевых спектров следует иметь в виду большую вероятность попадания спор и пыльцы в изучаемые разрезы из более древних отложений и путем заноса с воздушными и водными потоками из мест с совершенно иными палеогеографическими условиями (из других растительно-климатических поясов).

Решению стратиграфических и связанных с ними палеогеоморфологических вопросов помогает изучение соотношений ледниковых горизонтов с формами рельефа, с подстилающими и перекрывающими осадками. Участие морены в строении разновозрастных террас, террас и водораздельных поверхностей, разделенных высокими уступами, истолковывают как доказательство разновозрастности самих моренных горизонтов. Очевидно,

между эпохами накопления морен происходило врезание эрозионной сети, существенное преобразование рельефа, которое могло осуществиться только в достаточно продолжительный отрезок времени, сопоставимый с межледниковыми или межстадиальными эпохами. Чтобы еще более убедиться в правильности этого вывода, нужно изучить литологический состав морен, сложенные ими формы рельефа, установить степень переработки этих форм эрозионно-денудационными процессами, выветренность валунов. Не исключена возможность, что глубоко в долинах и на прилегающих водоразделах морена и моренные формы рельефа окажутся однотипными, хорошо сохранившимися, что заставит отнести их к одному и тому же оледенению, когда ледники выполняли долины и перекрывали даже некоторые высоты.

Важным доводом в пользу разновозрастности морен и флювиогляциальных отложений, даже в тех случаях, когда они не встречаются в одном разрезе, служит их соотношение с другими отложениями, стратиграфическое положение и возраст которых установлены с большой достоверностью. Это могут быть речные, вулканогенные образования, а по периферии гор — озерные и морские отложения.

Как уже ясно из сказанного, стратиграфию ледниковых отложений необходимо изучать взаимосвязанно с формами рельефа.

Конечные, или фронтальные, формы (морены) отмечают места наибольшего продвижения ледника, а также остановок его края при отступании или после некоторого повторного надвигания. Поэтому для каждого оледенения следует различать конечные морены максимального распространения и стадийные морены, характеризующие этапы сокращения того же оледенения.

На местности, на картах и аэрофотоснимках конечные морены опознают по их дугообразной в плане форме, пересекающей горные долины поперек. При детальных исследованиях отмечают общий облик конечных морен (в виде вала, нескольких концентрических валов или неправильных холмистых скоплений), их строение в поперечном профиле, характер проксимального и дистального склонов и переходов, соответственно в донно-моренный и зандровый рельеф, абсолютные высоты подножия и вершин конечных морен, степень расчленения их эрозионной сетью.

Конечные морены обычно бывают прорезаны поперек реками, расчленены местными постоянными и временными водотоками, вскрывающими геологическое строение и позволяющими судить о характере ледниковых наносов, их распределении и мощности, о рельефе коренного ложа, проследить переходы собственно ледниковых отложений в прилегающие зандры, установить тип конечной морены (насыпной или напорный). Результаты об-

щего геоморфологического изучения конечных морен наглядно отображают в виде сводного поперечного разреза.

Изучая последовательно все встречающиеся в горах конечные морены, сравнивая их между собой, устанавливают степень разрушения каждой из них эрозионно-денудационными процессами. По этому признаку выделяют конечные морены хорошо сохранившиеся, принадлежащие последнему оледенению, и конечные морены, более или менее сильно разрушенные, принадлежащие одной или нескольким более древним ледниковым эпохам.

Береговые формы (морены) образуются за счет перемещаемых ледником боковых морен, отлагаемых на склонах горных долин. Если конечные морены отмечают места максимального распространения и остановок конца ледника, то береговые морены характеризуют положение его краев и высотный уровень его поверхности. Для каждого оледенения можно различать береговые морены, отвечающие максимальной мощности долинных ледников, и стадияльные береговые морены, которые фиксируют последовательные этапы сокращения мощности тех же ледников¹.

При описании береговых морен отмечают их общий облик: в виде вала, террасовидной ступени или в виде полосы бугристо-грядового рельефа. Валы береговых морен прослеживаются преимущественно по простираию относительно пологих склонов, тогда как на более крутых бортах горных долин нередко формируются террасовидные ступени (моренные террасы оседания). Береговые полосы бугристо-грядового рельефа встречаются в устьях притоков, где создаются благоприятные условия для растекания льда и аккумуляции моренного материала.

Каждую береговую морену пересекают серией поперечных профилей, отображая на них форму вершин и склонов валов, поверхностей и уступов террас, бугристо-грядовых образований; определяют превышение вершин береговых морен друг над другом и над дном горной долины, угол склонов валов, уступов террас, направление падения террасовидных площадок (чаще в сторону горы).

Чем круче склоны долин, тем сильнее береговые морены бывают преобразованы склоновыми процессами, прорезаны эрозионными бороздами и рвами. Отмечают степень такого преобразования и расчленения, которую затем используют при оценке относительного возраста береговых морен с учетом, конечно, условий их залегания и связанной с ними интенсивности эрозионных и склоновых процессов.

Для составления геологических разрезов береговых морен

¹ Береговые морены в горах влажного климата плохо сохраняются — размываются и превращаются в земляные пирамиды.

используют обнажения в стенках многочисленных эрозионных борозд и рвов. На разрезах показывают детали строения собственно ледниковых отложений (морены), включений и прослоев осадков водно-ледниковых потоков, склоновых отложений различного типа, перекрывающих и срезающих береговые морены, характер поверхности подстилающих коренных пород.

Береговые морены, установленные на поперечных профилях, прослеживают вдоль долин, стараясь увязать их в определенные уровни и каждый из них сопоставить со своей конечной море-

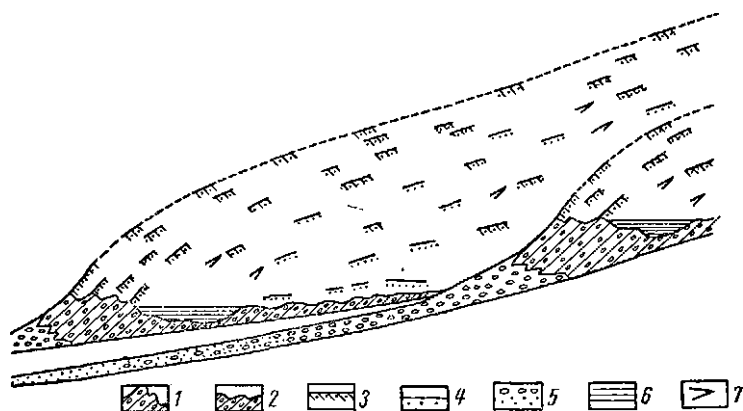


Рис. 78. Фрагмент продольного профиля горно-ледниковой долины:

1 — конечные морены; 2 — донные морены; 3 — береговые морены, моренные террасы оседания; 4 — внутрiledниковые флювиогляциальные террасы, камовые террасы; 5 — пески, галечники внеледниковых флювиогляциальных террас и переходных конусов; 6 — озерно-ледниковые отложения; 7 — маргинальные каналы

ной. Эта задача осложняется тем, что береговые морены обычно сохраняются от размыва лишь отдельными разрозненными звеньями. Все же путем систематических исследований удастся проследить хотя бы некоторые из береговых морен и непосредственно наблюдать их сочленение с конечноморенными дугами. На основании полученных материалов составляют продольные профили горных долин, на которых наглядно отображаются последовательные этапы сокращения мощности и отступления края ледникового языка (рис. 78).

Формы основной морены образуются в результате вытаивания донной и внутренней морен движущегося ледника. Часто сюда проектируется в виде продольной гряды и срединная морена, увеличенная вытаиванием прослоя поддонной морены при слиянии двух ледников. Наблюдая эти формы, отмечают их внешний облик (холмисто-западинный, бугристый, плосковолнистый), размеры в поперечнике и высоту, закономерности рас-

пределения. Сопоставляя морфологические признаки этих форм с их геологическим строением, устанавливают детали образования донно-ледникового рельефа, которые могут быть очень разнообразны. Выясняют, в каком состоянии был тающий ледник — активном или пассивном (мертвом), степень отображения в морфологии поверхности неравномерного распределения материала в теле ледника, признаки перераспределения и переотложения материала при его вытаявании, сопровождавшемся образованием инверсионного рельефа, т. е. холмов на месте первоначальных понижений, куда сносился преимущественно мелкозем, и западин на месте первоначальных ледяных бугров.

Формы основной морены обычно сохраняются плохо, так как они быстро перерабатываются реками. Все же степень такой переработки бывает различна, и это может служить признаком одновременности возникновения донно-ледникового рельефа.

Изучение водно-ледникового рельефа

Путем изучения соотношений водно-ледниковых форм с собственно ледниковыми определяют, относятся ли они к внутриледниковым или к внеледниковым (приледниковым) образованиям.

Водные внутриледниковые формы располагаются на территории, занятой ледником, или же по его контакту с горными склонами долин. На образование этих форм, на их морфологические признаки и геологическое строение непосредственное влияние оказали массы близлежащего или окружающего не совсем растаявшего льда. Поэтому изучение водных внутриледниковых форм проливает свет на весь ход оледенения и особенно на этап его деградации. В зависимости от активности и условий деятельности талых вод возникали эрозионные или аккумулятивные формы рельефа.

Эрозионные внутриледниковые формы активно развивались по контакту льда с коренным склоном долины, где создавались наиболее благоприятные условия для локализации и стока талых вод. В результате энергичного врезания возникали маргинальные (краевые) каналы, первоначальное заложение которых на горных склонах можно представить только в случае подпора талых вод со стороны некогда существовавшего ледника. Таким образом, маргинальные каналы вместе с береговыми моренами фиксируют определенные уровни поверхности ледника в разные этапы его развития (Гросвальд, 1965).

Кроме морфографических и морфометрических признаков (поперечного, продольного профилей, глубины, ширины), геологического строения отмечают превышение маргинальных каналов над дном долины, их соотношения с береговыми моренами. Большой интерес представляют группы маргинальных каналов,

которые располагаются вниз по склону в виде «лестницы», фиксируя как наивысшее положение льда на участке, так и значительно сниженные уровни деградирующего ледника, иногда вплоть до дна долины.

Эрозионная деятельность талых внутриледниковых вод может осуществляться также подо льдом и между останцами мертвого льда на дне горной долины. Свидетелями этой деятельности являются ложбины, которые врезаются в донную морену и подстилающие коренные породы и частично или полностью заполнены абляционной мореной и флювиогляциальным материалом. Отмечают форму и размеры таких ложбин, их расположение и рисунок в плане, что позволяет судить о дренажной сети заключительного этапа деградации ледника и распада его на отдельные глыбы мертвого льда.

Аккумулятивные внутриледниковые формы, как и эрозионные, возникали прежде всего по контакту коренных склонов и залегающего в долине ледника. То обстоятельство, что талые воды, которые собирались в такой контактной зоне, в одних местах осуществляли главным образом эрозионную работу, а в других — преимущественно аккумулятивную, объясняется величиной живой силы потока, количеством и размером поступавшего в него обломочного материала. Там, где талые воды свободно стекали под большим уклоном (в местах перепадов поверхности ледника, в его концевой части), они с большой силой эродировали свое ложе. Там же, где эти воды подпирались и застаивались (например, вокруг вытянутых нунатаков, при слиянии двух ледников), создавались особо благоприятные условия для аккумуляции флювиогляциального материала и образования террасовидных форм (камовых террас) со склонами (уступами) ледникового контакта.

Каждую камовую террасу прослеживают вдоль долины, изучая ее геологическое строение, а также взаимоотношения с береговыми моренами и эрозионными бороздами. Одновременно определяют превышения террас друг над другом и над дном долины, их размеры (ширину площадки, высоту уступа), описывают микрорельеф площадки и уступа, например фестончатость склонов ледникового контакта, бугристо-западинные формы, возникшие вследствие оседания материала после таяния льда.

К водно-аккумулятивным внутриледниковым формам относятся также *озы и камы*. Эти формы широко развиты преимущественно на территории древнего материкового оледенения. Однако при благоприятных обстоятельствах (значительность оледенения, наличие покрытых ледниками обширных межгорных котловин или депрессий и пр.) они могут возникать и в горных областях. Своими размерами, формой и расположением озы и камы характеризуют систему каналов и полостей, трещин и проталин, которые возникали в теле деградирующего ледника.

Поэтому необходимо выяснить общий облик названных форм (например, грядовый, гравистый — озов, куполовидный, конусовидный с острой или усеченной вершиной — камов), их очертания в плане, длину, ширину, относительную высоту, форму вершины (острая, округлая, плоская, столообразная), форму и крутизну склонов.

По резкости специфических морфологических признаков озов и камов, по их геологическому строению судят о состоянии ледника во время его деградации (пассивном или активном), о местоположении полостей и каналов (наледниковом, внутри- и подледниковом или между разобщенными ледяными телами), о характере водотоков и водоемов, в которых происходило накопление обломочного материала.

Четко выраженная грядовость озов, прослеживающихся на значительном протяжении, правильная горизонтальная и косая слоистость песчано-гравийного материала свидетельствуют о первоначальном формировании озов в подледниковых тоннелях или в трещинах между разобщенными глыбами мертвого льда непосредственно на коренном ложе. Если бы наносы отлагались в наледниковых или внутриледниковых каналах, то первоначальная правильная слоистость и резкость форм скорее всего были бы утрачены вследствие неравномерного таяния ледника, проседания и переотложения ранее отложенного материала. О подледниковом или трещинном образовании озов судят по наличию или отсутствию моренного чехла поверх водно-ледниковых осадков.

Аналогичными соображениями руководствуются при выяснении условий образования камов. То обстоятельство, что многие из камов имеют столообразную вершину и сложены в общем горизонтально слоистым материалом, говорит относительно их образования в открытых внутриледниковых проталинах непосредственно на коренном ложе.

Прослеживая озы и камы, устанавливают их взаимоотношения между собой и с камовыми террасами (изолированное расположение, переходы озов в камы, сочленения с камовыми террасами), закономерности высотного положения вершин названных форм (одновысотность, расположение на нескольких высотных уровнях, отсутствие ясной закономерности). По этим признакам судят о системе внутриледниковых водотоков и водоемов в различные моменты деградации ледника, об их разобщенности или взаимосвязанности.

Водные внеледниковые (приледниковые) формы образуются на территории, непосредственно прилегающей к леднику и полностью свободной от него. Наиболее широко распространены формы, обусловленные деятельностью потоков талых вод. Хотя эта деятельность может быть и эрозионная, но особенно благоприятные условия во время таяния льда создаются для аккумуля-

ляции наносов благодаря вытаиванию и приносу большого количества обломочного моренного материала. В результате образуются *флювиогляциальные конусы и террасы*, которые от конечных морен прослеживаются вниз по долине.

При поперечном профилировании внеледниковых отрезков долин устанавливают количество террас, их морфографические и морфометрические признаки (относительную высоту, ширину), геологическое строение, петрографический состав галек. Но по одним только поперечникам об условиях образования террас судить очень трудно, так как собственно речные (аллювиальные) террасы и флювиогляциальные террасы сходны между собой как по внешнему облику, так и по геологическому строению.

Поэтому необходимо проследить террасы вверх по долине. Флювиогляциальные террасы отличаются от аллювиальных тем, что они примыкают каждая к своей конечной морене, их обломочный материал с приближением к конечным моренам становится все более мощным, более крупнообломочным и менее окатанным, т. е. сходным с валунами. Хорошо проявляется также зависимость гранулометрического состава флювиогляциальных наносов от величины ледникового бассейна (ледосбора) и характера долины в месте окончания ледника. Чем уже и глубже долины и чем крупнее ледосбор, тем соответственно более крупные обломки входят в состав водно-ледниковых наносов.

Указанные различия флювиогляциальных террас от аллювиальных наблюдаются лишь в непосредственной близости к конечным моренам. С удалением от них эти различия быстро сглаживаются, так что трудно бывает распознать, какая терраса формировалась за счет избыточного поступления ледникового материала. Обычно полагают, что повышенная мощность наносов и очень крупные обломки характерны для флювиогляциальных отложений. Однако эти признаки все же не вполне надежны, так как аллювий горных рек может быть повышенной мощности и содержать крупные глыбы и валуны вне зависимости от оледенения.

Единство флювиогляциальных уровней устанавливают главным образом путем сопоставления вещественного состава наносов (петрографического, минерального, включая минералы тяжелой фракции), а также путем непосредственного прослеживания террас по долинам до их стыка с конечными моренами.

Озерно-ледниковые формы рельефа в горах образуются преимущественно в условиях устойчивого подпруживания талых вод самим ледником или конечными моренами. При особо благоприятных обстоятельствах, когда уклоны земной поверхности невелики, а ледник тает неравномерно, с образованием разобщенных глыб мертвого льда, озерно-ледниковые бассейны могут возникнуть и в краевой части внутрледниковой области.

Проще всего озерные формы опознаются в тылу конечных морен и моренных амфитеатров. Более сложно обнаружить следы существования тех озер, которые были непосредственно подпружены древним горным ледником. В этом случае приходится реконструировать озерные понижения, которые оказались дренированными сразу же после ухода ледника. Поэтому вместе с морфологическими признаками озерных понижений, их

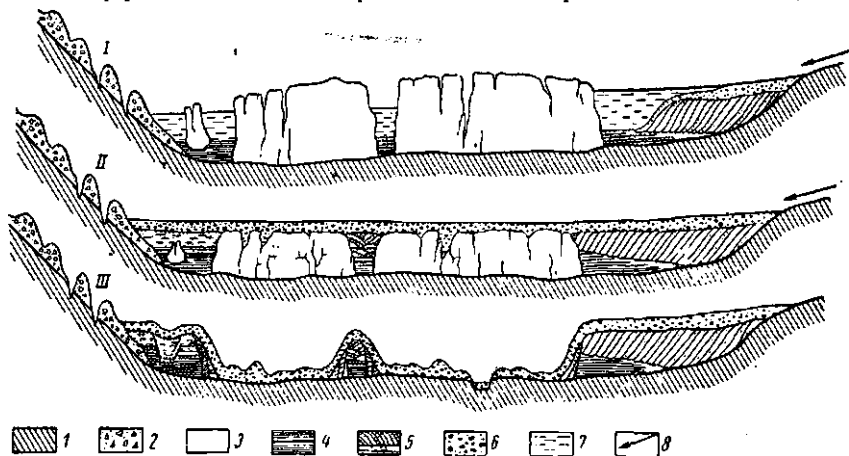


Рис. 79. Схема основных этапов образования эскеров (по М. Г. Гросвальду). I — заполнение приледниковых и внутриледниковых озерных бассейнов; II — формирование галечно-валунного чехла первичной озерной равнины; III — завершение вытаивания погребенного льда и образование эскерного рельефа (озов, камов и камовых террас):

1 — древние изверженные и метаморфические породы; 2 — валунный сутляк (морена азасского оледенения); 3 — мертвый лед; 4 — ленточные глины; 5 — слоистые пески; 6 — валуны и галька; 7 — талые воды; 8 — направление течения крупного водотока, выносящего обломочный материал

донных и береговых форм особенно тщательно изучают озерно-ледниковые отложения.

Озерно-ледниковые отложения в горах обладают характерными для озерно-ледниковых осадков основными структурными и текстурными признаками, в частности тонкой горизонтальной слоистостью, алевритовым составом, включениями известковых конкреций. Нередко тонкозернистые осадки залегают на морене, слагая нижнюю часть разреза озерно-ледниковых отложений. Вверх материал становится более грубозернистым, косослоистым и перекрывается валунно-галечным горизонтом. Иногда подобный разрез трактуют как доказательство существования двух морен, разделенных озерными осадками, т. е. как признак двукратности оледенения. Но, как показали исследования М. Г. Гросвальда, Н. А. Ефимцева, Е. Я. Синюгиной, подстилание типичных озерно-ледниковых отложений моренной и пе-

рекрытие их грубовалунными флювиогляциальными наносами может быть следствием смены явлений при отступании одного и того же оледенения. Сначала в озерном бассейне (приледниковом или внутриледниковом — безразлично) на морене оседает преимущественно тонкозернистый материал. Затем, по мере заполнения озера наносами и его обмеления, начинают преобладать все более крупнозернистые отложения. Озеро сокращается в размерах и, наконец, полностью вытесняется грубообломочными наносами бурных водных потоков (рис. 79). Справедливость того или другого мнения подтверждают дополнительными фактическими данными, в частности результатами анализа органических остатков, путем составления продольного разреза озерных отложений и выяснения их соотношений с мореной и флювиогляциальными отложениями.

Некоторые общие вопросы реконструкции ледникового этапа формирования рельефа

С целью общей реконструкции ледникового этапа развития рельефа отдельные генетические категории ледниковых и водно-ледниковых форм изучают как звенья взаимосвязанного геоморфологического комплекса или пространственного ряда. Начиная с каров, в каждом таком ряду прослеживают последовательно вниз по долинам: трог, донно-ледниковый рельеф, береговые морены или моренные террасы оседания, камовые террасы, маргинальные (береговые) рвы или каналы, конечные морены и далее флювиогляциальные конусы и террасы. Взаимосвязи между всеми этими формами и их уровнями отображают на сводном профиле, который дает наглядное представление об основных этапах формирования ледникового рельефа на всем его протяжении (см. рис. 78).

Каждую возрастную генерацию ледниковых и водно-ледниковых форм увязывают со своим горизонтом ледниковых и водно-ледниковых отложений. Это очень облегчает определение геологического возраста рельефа, так как во взаимноувязанной цепи форм возраст одного из звеньев отвечает возрасту цепи в целом.

Одновременно оценивают сохранность ледникового рельефа или степень его разрушения под воздействием эрозионно-денудационных процессов. При этом имеют в виду не отдельные формы, а их определенные парагенетические комплексы. Подобный подход позволяет сделать более правильные выводы об относительном возрасте рельефа и стадии его преобразования, так как степень разрушения отдельных форм нередко объясняется побочными обстоятельствами.

Прослеживая ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа на всей территории гор, устанавливают площадь, занятую

оледенением в разные этапы его развития, тип или типы оледенения в разных участках горной страны и в отдельные отрезки времени, количество самостоятельных ледниковых эпох и их стадий, высотное положение снеговой границы, отвечающее этим эпохам и стадиям.

Высота снеговой линии в условиях существующего горного оледенения, как известно, может быть определена либо непосредственными наблюдениями в природе, либо косвенным путем по крупномасштабным топографическим картам (Шукин, 1960; Калесник, 1963). Так как метод непосредственных наблюдений древнего оледенения применить нельзя, остаются косвенные методы, которые основаны на некоторых закономерностях положения снеговой границы по отношению к телу ледника и созданным им формам рельефа. В этом случае непосредственные наблюдения заменяются картометрическими работами.

Применяют следующие способы определения высоты древней снеговой линии.

1. По абсолютной высоте днищ каров. Этот способ основан на том, что днища каров располагаются примерно на уровне снеговой линии. Поэтому для получения достаточно надежных результатов необходимо найти высоты днищ многих каров, которые обычно хорошо опознаются на детальных картах и на аэро-снимках. Если днища каров сильно наклонены или прорезаны послеледниковыми долинами, замеряют абсолютную высоту резкого перегиба между крутой или обрывистой задней стенкой кара и его менее круто наклоненным днищем.

2. Способ Гефера. Высоту снеговой (точнее фирновой) линии определяют как среднее арифметическое из средней высоты вершин, окружающих фирновый бассейн ледника, и высоты конца ледника. Этот метод дает удовлетворительные результаты лишь в том случае, если ширина ледника мало изменяется на его протяжении, что чаще всего наблюдается в ледниках простого долинного типа. За обрамление древних фирновых бассейнов принимают гребни и вершины, окружающие кары или верхние концы трогов, а за конец ледников — наиболее низко расположенные в долинах конечные морены того же оледенения.

3. Способ Куровского. Высота снеговой линии равна средней высоте поверхности ледника (ледникового языка и фирнового бассейна) или покрытой льдом площади горного массива. В своем совершенном виде способ Куровского требует кропотливых математических операций: среднюю высоту ледника определяют путем последовательных измерений средних высот его отдельных равновеликих площадей. Площадь древнего ледника устанавливают по окаймляющим его стенкам каров, береговым и конечным моренам (в случае долинного ледника). Высота снеговой границы получается несколько завышенная и ошибка тем больше, чем выше и круче поднимаются фирновые поля.

4. Способ Брюкнера. Снеговая граница совпадает с той изогипсой, которая делит горизонтальную проекцию ледника в пропорции 1 : 3, так что область убыли ледника составляет примерно $\frac{1}{3}$ области его питания. Этот способ требует трудоемкой планиметрической обработки карт. Кроме того, он разработан применительно к современному оледенению Альп. Как отмечает И. С. Шукин (1960), для гор, лежащих в других широтах, в иных условиях климата, с иными условиями питания и убыли ледников, соотношение площадей областей питания и абляции может быть другим, чем в Альпах.

Из охарактеризованных методов первые два как наиболее простые и легко осуществимые чаще всего применяют для определения высоты древней снеговой линии (Забиров, 1955; Ефимцев, 1961; Чемяков, 1961 и др.). В случае расхождения они дают достаточно надежные, в большинстве случаев близкие друг к другу, результаты. При их различиях рекомендуется отдавать предпочтение цифрам, полученным путем определения абсолютной высоты днищ каров.

Пользуясь указанными методами, определяют высоту снеговой линии по возможности в большом количестве пунктов, рассеянных на всей изучаемой территории древнего горного оледенения. По высотным точкам затем составляют карту изохион, т. е. линий равных высот снеговой линии или нижней границы хионосферы (рис. 80). Сравнивая высоту древней и современной снеговой линии (в районах современного оледенения), определяют величину депрессии снеговой линии во время древнего оледенения.

Как известно, высота снеговой линии и местные колебания ее уровня зависят от многих причин, например от экспозиции склонов, от размеров площади горной страны, от направления приносящих осадки господствующих ветров, от степени расчленения рельефа. Поэтому анализ карты палеоизохион позволяет сделать выводы относительно общих климатических и геоморфологических условий времени оледенения. На современное высотное положение древней снеговой линии, кроме того, большое воздействие оказали новейшие тектонические движения.

В тех случаях, когда в развитии оледенения решающую роль играет тектонический фактор (поднятие гор), по величине депрессии снеговой границы судят об амплитуде поднятий. Отличительной особенностью такой тектонически обусловленной депрессии является ее неравномерность, наличие явных признаков деформаций, свидетельствующих о формировании новейших структур земной коры. Так, по свидетельству Р. Д. Забирова (1955), анализ древнего оледенения хребта Петра Первого, западной части Заалайского и северного склона Дарвазского хребтов показывает, что древняя снеговая линия здесь претерпевает колебания, которые выходят за рамки возможных орографиче-

ских и климатических факторов. Например, на северном склоне Дарвазского хребта депрессия снеговой линии испытывает огромные колебания с запада на восток от 350 м через 1215 м до 500 м. Эти колебания вызваны новейшими тектоническими движениями. Аналогичные тектонические аномалии депрессии снеговой линии Р. Д. Забиров отмечает в наиболее приподнятой центральной части Заалайского хребта, на южном склоне хребта Петра Первого.

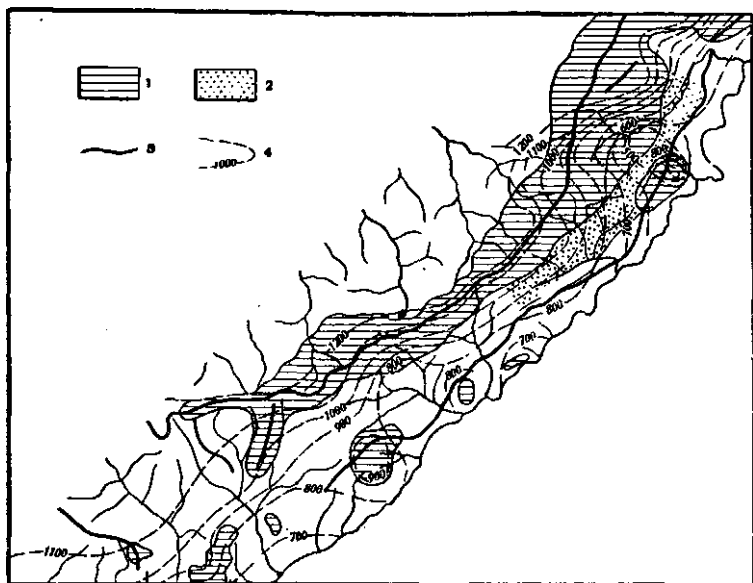


Рис. 80. Схема распространения следов четвертичного оледенения (по Ю. Ф. Чемякову):

1 — площадь развития каров и троговых долин верхнечетвертичного оледенения; 2 — площадь, в пределах которой предполагается наличие аккумулятивных следов доверхнечетвертичных оледенений; 3 — осевые линии хребтов; 4 — изохионы эпохи последнего верхнечетвертичного оледенения; цифры указывают отметки абсолютных высот изохион, проведенных с сечением через 100 м

Когда решающим фактором оледенения оказывается климат, наблюдаются в общем согласные колебания древней и современной снеговых линий с небольшими плавными изменениями разности их высот от окраины внутрь горной страны. Р. Д. Забиров указывает, что в долине Ванча снеговая линия во время последнего оледенения была на 650—700 м ниже современной. Судя по параллельности хода древней и современной снеговых линий, главную причину оледенения долины можно видеть в изменении климата, точнее, в общем похолодании (понижении летней температуры), а не в увеличении осадков, так как увеличе-

ние осадков, вследствие влияния орографии, было бы неравномерным и дало бы соответственно более неравномерное понижение снеговой линии.

При изучении следов древнего горного оледенения чаще всего приходится иметь дело с депрессией снеговой линии, обусловленной тектоническим и климатическим факторами одновременно (Марков, 1948; Марков и др., 1965).

Изображение ледникового рельефа на геоморфологических картах

На геоморфологических картах выделяют следующие соподчиненные друг другу категории форм и элементов рельефа, созданных материковым (покровным) и горным оледенением (табл. 13).

Указанные генетические категории ледникового рельефа на карте обозначают оттенками цветного фона с доступной для данного масштаба детальностью. При этом стремятся по возможности более подробно показать возраст форм, отвечающий ледниковым и межледниковым эпохам, а также основным стадиям оледенений.

Примером детальной проработки содержания крупномасштабной геоморфологической карты горного района служат гляциогеографические схемы и легенда к ним (Тушинский, 1963). На них выявлены элементы и формы горного рельефа разного происхождения, но особенно детально — формы горноледникового рельефа и формы поверхности существующих ледников (рис. 81). Так же как на рис. 7 и 8, на этих карто-схемах рисунком штриховки передан генезис рельефа, а ее интенсивностью — возраст (чем интенсивнее штриховка, тем моложе рельеф).

Наряду с отдельными элементами и формами рельефа на обзорных геоморфологических картах областей древнего материкового оледенения принято выделять морфологические комплексы: моренно-грядовый, моренный грядово-холмистый, моренно-холмистый, камовый, друмлиный, моренно-равнинный. Эти комплексы подразделяют по морфометрическим показателям. Например, на крупно-, средне- и мелко-холмистый моренный рельеф, редко- и частохолмистый рельеф. Кроме того, морфологические комплексы различаются по степени переработки первоначального ледникового рельефа эрозионно-денудационными процессами. В этом отношении принято выделять хорошо сохранившийся (свежий) ледниковый рельеф, значительно переработанный ледниковый рельеф и плохо сохранившийся ледниковый рельеф. Пример геоморфологической карты одного из районов области древнего материкового оледенения представлен на рис. 82 (см. также рис. 7).

**Основные генетические категории и морфологические
разновидности ледникового рельефа**

Генетические категории рельефа различного таксономического ранга			Морфологические разновидности рельефа
Собственно ледниковый (гляциаль- ный)	Экзарацион- ный	Созданный леднико- вой эрозией, шли- фовкой и полировкой	Исстрихованные и от- полированные скалистые поверхности, бараньи лбы, курчавые скалы
	Аккумуля- тивный	Созданный ледни- ковым выпахиванием	Уступы, ригели, ван- ны, кары (днища каров), троги
		Краевой (конеч- ный или фронталь- ный)	Конечноледниковые гряды, валы
		Береговой (боко- вой)	Береговые гряды, бе- реговые моренные тер- расы оседания
	Напорный	Донный	Моренные равнины, бугры, холмы, моренные западины
		Краевой	Напорные конечнолед- никовые валы, гряды
Водно-лед- никовый	Созданный потоками внут- риледниковых талых вод	Эрозионный	Маргинальные, донно- ледниковые борозды, ложбины, ванны
		Аккумулятивный	Озы, флювиогляциаль- ные камы, камовые тер- расы
		Абразионный	Ледниково-озерные аб- разионные уступы, тер- расы
	Созданный деятельностью застойных и по- лузастойных внутриледни- ковых водоемов	Аккумулятивный	Ледниково-озерные ак- кумулятивные террасы, лимногляциальные камы, лимногляциальные камо- вые террасы
		Эрозионный	Маргинальные и бере- говые каналы, борозды, ущелья, долины; экстра- гляциальные эрозионные ложбины, долины
		Аккумулятивный	Маргинальные флю- виогляциальные терра- сы, переходные конусы, водораздельные зандры, внеледниковые долинные зандры, флювиогляци- альные террасы

Генетические категории рельефа различного таксономического ранга		Морфологические разновидности рельефа
Созданный деятельностью приледниковых (плотинных) озер	Абразионный Аккумулятивный	Абразионные уступы, террасы Береговые валы, аккумулятивные террасы, лимногляциальные равнины

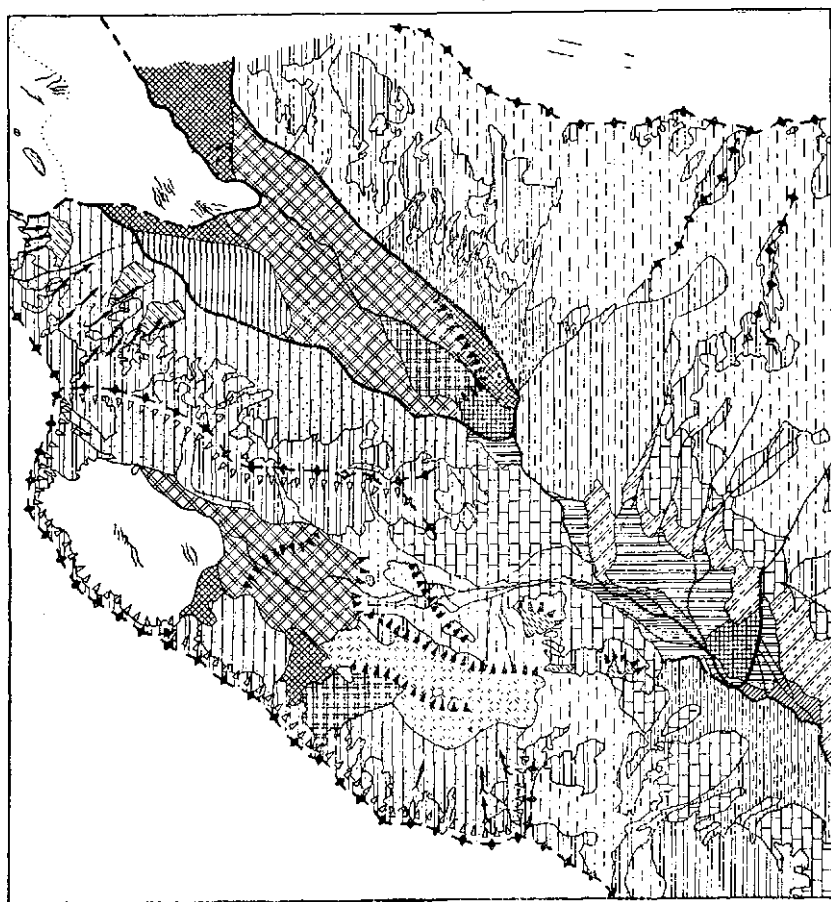
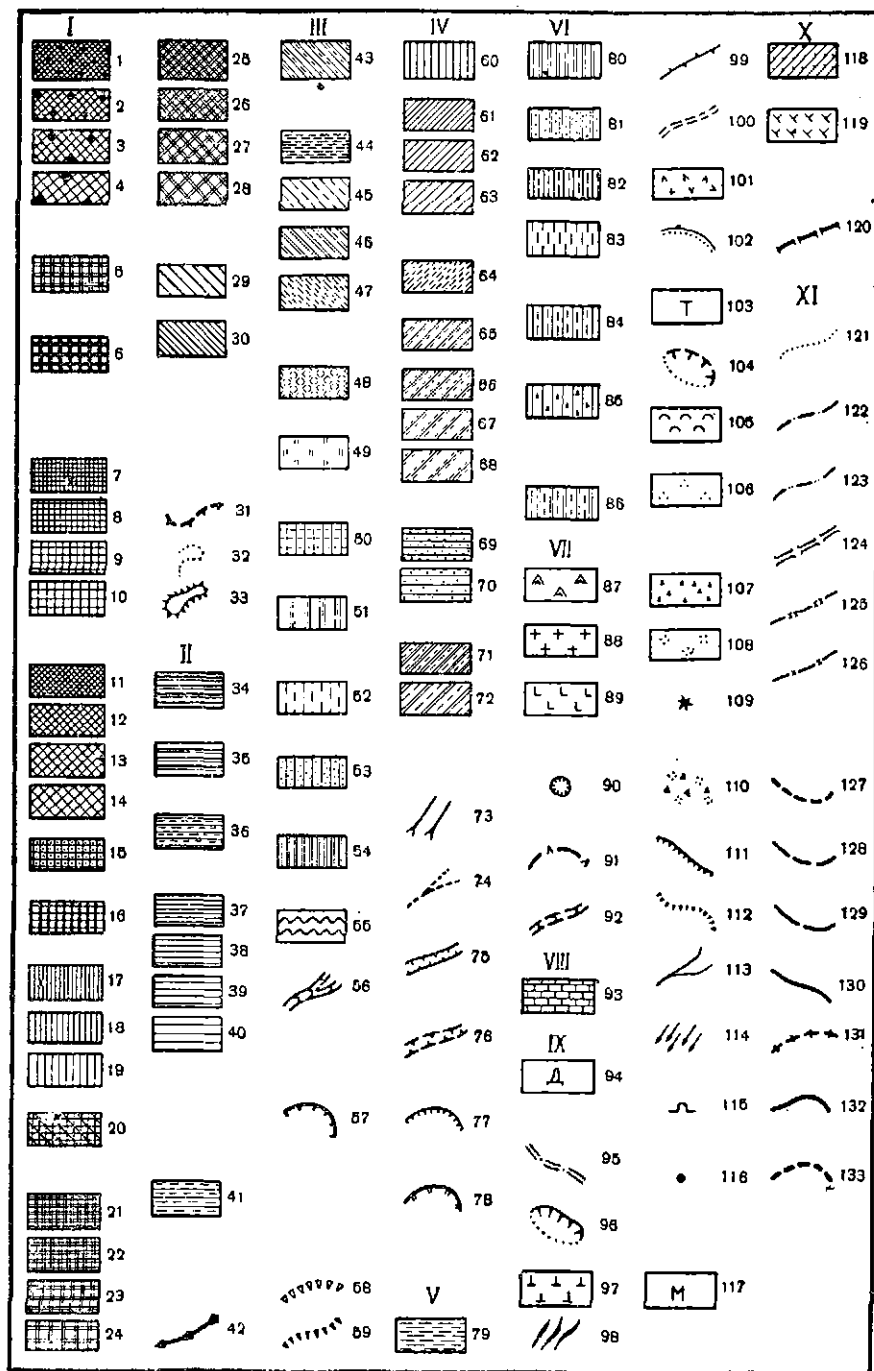


Рис. 81. Фрагмент гляциогеоморфологической



схемы и легенда к ней (по В. И. Кравцовой):

I. Ледниковые формы рельефа.

А. Экзарационные. Ритгелы: 1 — Q_4 ; 2 — Q_3^{2III} ; 3 — Q_3^{2II} ; 4 — Q_3^{2I} ; 5 — участки курчавых скал; 6 — пунатаки. Б. Аккумулятивные. Конечные моренные валы: 7 — Q_4 ; 8 — Q_3^{2III} ; 9 — Q_3^{2II} ; 10 — Q_3^{2I} ; береговые моренные валы: 11 — Q_4 ; 12 — Q_3^{2III} ; 13 — Q_3^{2II} ; 14 — Q_3^{2I} ; 15 — конечные и береговые морены со следами напора; 16 — внутренние морены; террасы оседания; 17 — Q_4 ; 18 — Q_3^{2II} ; 19 — Q_3^{2I} ; 20 — отложенные срединные моренные валы. Рельеф основной морены. Холмисто-западный: 21 — Q_4 ; 22 — Q_3^{2III} ; 23 — Q_3^{2II} ; 24 — Q_3^{2I} ; холмисто-западный, выровненный и преобразованный солифлюкционными процессами: 25 — Q_4 ; 26 — Q_3^{2III} ; 27 — Q_3^{2II} ; 28 — Q_3^{2I} ; вторичные моренные равнины, преобразованные; 29 — делювиальными процессами; 30 — солифлюкционными процессами; 31 — уступы плечей трогов, 32 — гребни моренных гряд; 33 — моренные холмы.

II. Флювиогляциальные формы рельефа: 34 — участки задрывов равнин; 35 — переходные конусы; 36 — флювиогляциальные террасы, террасы смешанного аллювиально-флювиогляциального происхождения; 37 — современные; 38 — Q_4 ; 39 — Q_3^{2III} ; 40 — Q_3^{2II}

41 — днища ледниковых озер; 42 — ложбины стока ледниковых вод.

III. Нивально-гравитационные формы рельефа. А. Формы, созданные движущимся снегом: 43 — лотки и конусы выноса лавин.

Б. Формы, созданные неподвижным снегом. Поверхности нивального выравнивания: 44 — приснежниковые площадки; 45 — поверхности гольовой денудации; 46 — сросшиеся днища каров; 47 — участки нивальной денудации, привязанные к различным уровням стояния ледника; 48 — псевдомеренные формы рельефа; 49 — снежные переплетки.

В. Солифлюкционные формы рельефа: 50 — склоны солифлюкционного сноса и накопления.

Г. Формы рельефа нивальной зоны, созданные совокупным действием нескольких факторов: 51 — склоны нивально-гравитационного сноса (стенки действующих каров); 52 — склоны солифлюкционно-осыпного сноса и накопления; 53 — склоны лавинно-осыпного сноса и накопления; 54 — лавинно-пролювиальные конусы выноса; 55 — каменные глетчеры; 56 — лавинные лотки; 57 — лавиносорбы; 58 — границы каров; 59 — устьевые ступени каров.

IV. Флювиальные формы рельефа.

А. Формы, созданные русловым стоком. Формы, созданные рсками: 60 — склоны эрозионных врезов; поверхности речной аккумуляции (поймы, террасы рек): 61 — современные; 62 — Q_4 ; 63 — Q_4 ; формы, созданные временными водотоками: 64 — эрозионные ложбины; 65 — конусы выноса; ложбины и конусы выноса селей: 66 — современные; 67 — Q_4 ; 68 — Q_3^{2III} ; поверхности водной аккумуляции; 69 — современные; 70 — Q_4 .

Б. Формы, созданные нерусловым стоком. Склоны делювиального сноса и накопления: 71 — современные; 72 — древние; 73 — промоины; 74 — русла временных водотоков; 75 — ложбины селевых потоков; 76 — эрозионные ущелья; 77 — уступы террас; 78 — водосборные воронки.

Озерные формы рельефа: 79 — котловины подпружных озер Q_4 .

VI. Гравитационные формы рельефа: 80 — склоны обвально-осыпного сноса; 81 — склоны обвально-осыпного накопления; 82 — обвалы; 83 — осыпные шлейфы; 84 — конусы пролювиально-осыпного накопления; 85 — каменные россыпи; 86 — склоны комплексной денудации.

VII. Вулканические формы рельефа: 87 — потоки лав с глыбовым микрорельефом Q_4 ; 88 — потоки лав с сохранившимися первичными формами излияния и застывания лавы Q_4 ; 89 — потоки лав, сильно преобразованные экзогенными процессами Q_4 ; 90 — паразитические кратеры; 91 — гребни лавовых потоков; 92 — лавовые желоба.

VIII. Структурные формы рельефа: 93 — отпрепарированные структурные уступы в четвертичных лавах.

IX. Формы рельефа поверхности ледников. 94 — формы рельефа преимущественно ледникового происхождения; 95 — гребни поперечных волн на поверхности ледника; 96 — ледопады; 97 — сераки; 98 — трещины, поля трещин; 99 — швы закрытых трещин; 100 — огнивы; 101 — торосистая поверхность (битый лед); 102 — нависающий фирн; 103 — формы рельефа преимущественно термического происхождения; 104 — сколы льда; 105 — бугристая поверхность ледника; 106 — участки массового распространения ледниковых стакандов (пористая поверхность ледника); 107 — ледниковые столы, участки массового распространения ледниковых столов; 108 — кора таяния; 109 — муравьиные кучи; 110 — термический микрорельеф, обусловленный разреженным моренным чехлом; формы рельефа преимущественно эрозивного происхождения; 111 — обрывы; 112 — бровки; 113 — русла водотоков; 114 — участки массового мелкоструйчатого размыва; 115 — гроты; 116 — ледяные мельницы; 117 — рельеф зоны сплошного моренного чехла.

X. Формы рельефа мертвых льдов: 118 — формирующихся; 119 — сформированных; 120 — гребни гряд мертвых льдов.

XI. Границы: 121 — фирновая линия; 122 — ледоразделы 1-го порядка; 123 — ледоразделы 2-го порядка; 124 — линии возможного расчленения контуров ледников при по-

следующей деградации; 125 — граница распространения лав голоцена; 126 — граница распространения лав плейстоцена; 127 — граница распространения ледников 1-й стадии оледенения; 128 — граница распространения ледников 2-й стадии оледенения; 129 — граница распространения ледников 3-й стадии оледенения; 130 — граница распространения оледенения XIX века; 131 — гребни водораздельных хребтов; 132 — границы ледников четко выраженные; 133 — границы ледников нечетко выраженные

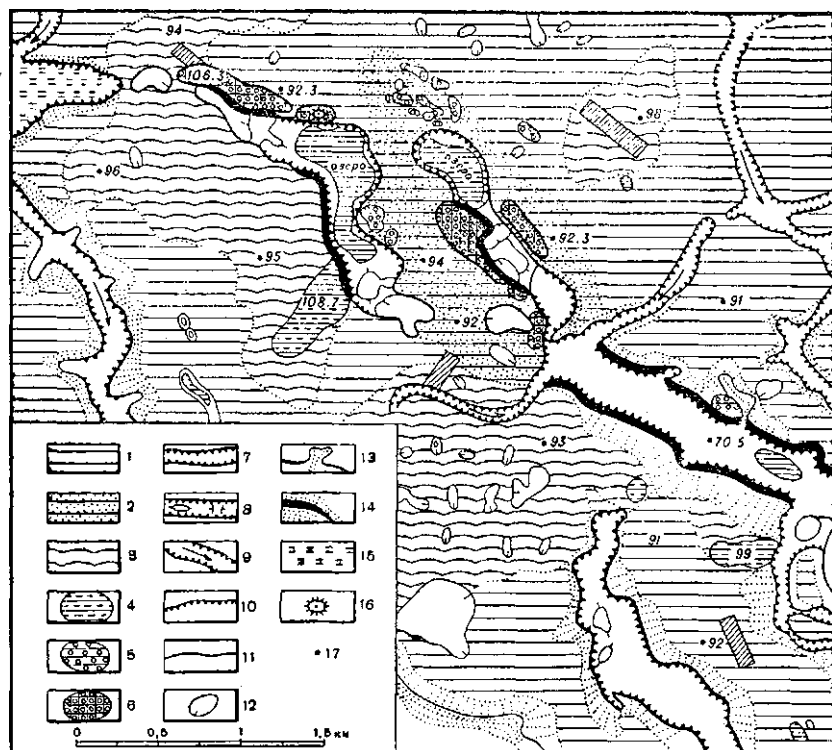


Рис. 82. Геоморфологическая карта окрестностей Островите (по В. Нивяровскому):

1 — плоская равнина основной морены; 2 — плоская равнина основной морены с покровом из песка и гравия; 3 — волнистая равнина основной морены; 4 — моренные формы мертвого льда; 5 — камовые всхолмления; 6 — камовые гряды; 7 — подледниковые каналы; 8 — подледниковые каналы с перегибами и впадинами; 9 — долины стока талых вод; 10 — плейстоценовые эрозионные уступы; 11 — голоценовые эрозионные уступы; 12 — западины; 13 — голоценовые овраги и другие небольшие эрозионные формы; 14 — зона склоновой денудации и аккумуляции; 15 — болотные равнины; 16 — древние укрепленные поселения; 17 — высота точек

Наряду с геоморфологическими картами составляют палео-геоморфологические карты и схемы, на которых выделяют: площади, занятые соответствующими оледенениями и их стадиями, типы ледников, отвечающие им формы рельефа (ледниковые и водно-ледниковые), пути стока талых вод.

ИЗУЧЕНИЕ МЕРЗЛОТНОГО РЕЛЬЕФА

Сезонная и вечная мерзлота служит объектом специальных — мерзлотных — исследований, методика которых в настоящее время весьма обстоятельно разработана советскими и зарубежными учеными (Полевые геофизиологические исследования, 1961; Мерзлотные исследования, 1961—1964, и др.). Важнейшую часть этих исследований составляет полевая мерзлотная съемка, которую проводят с целью планомерного изучения мерзлоты, выяснения закономерностей ее распространения, формирования и развития, определения качественных и количественных характеристик, а также с целью изучения вызываемых ею разнообразных процессов и явлений.

Исчерпывающее изучение мерзлотных форм возможно лишь при проведении специальных (тематических) мерзотно-геоморфологических исследований. При этом наряду с обычными наземными наблюдениями широко используют следующие методы исследования.

1. Аэровизуальные наблюдения и дешифрирование аэрофотоснимков крупного масштаба (до 1 : 5000—1 : 2000) для изучения закономерностей строения и распространения мерзлотного микрорельефа.

2. Полуинструментальные и инструментальные топо-геодезические работы для детального картографирования мерзлотного микрорельефа ключевых участков.

3. Буровые работы и горные выработки для непосредственного изучения глубинного строения мерзлых толщ и подземных льдов.

4. Геофизические исследования для изучения глубинного строения мерзлых толщ (дополнительно к горным выработкам и бурению).

Возможности применения геофизических методов для изучения мерзлоты очень благоприятны, так как физические свойства мерзлых горных пород сильно изменяются с изменением температуры и льдистости. В частности, мерзлые грунты существенно отличаются от талых своим электрическим сопротивлением, скоростью прохождения продольных волн. Это позволяет использовать для изучения мерзлоты сейсмический и особенно электрический методы (метод сопротивлений).

5. Стационарные наблюдения мерзлотных процессов и явлений для изучения их динамики на протяжении всего года в связи с сезонными изменениями природно-хозяйственной обстановки.

6. Опытные и лабораторные работы для детального изучения физико-механических и физико-химических свойств мерзлых

грунтов, их температуры, льдистости, микроструктурного строения подземных льдов и пр. Эти данные позволяют решать вопросы происхождения мерзлоты и мерзлотного рельефа на более широкой и глубокой фактической основе, чем при условии проведения одних лишь визуальных экспедиционных исследований.

В практике общей геоморфологической съемки, когда приходится изучать весь комплекс форм рельефа, развитых на данной территории, геоморфолог не всегда располагает временем для углубленного изучения мерзлоты и связанных с нею явлений. В этом случае возможно полнее используют материалы мерзлотной съемки. Но и независимо от них геоморфолог должен быть готов к проведению необходимого минимума полевых мерзотно-геоморфологических наблюдений. Подобные наблюдения в сочетании с общей геоморфологической и комплексной геологической съемкой создают свои преимущества, так как при этом мерзлотные процессы и явления рассматриваются в неразрывной связи со всей геолого-геоморфологической обстановкой.

ИЗУЧЕНИЕ ФАКТОРОВ ФОРМИРОВАНИЯ МЕРЗЛОТНОГО РЕЛЬЕФА

Вечная мерзлота представляет собой продукт длительного развития. Вместе с тем она настолько динамична, что понять ее современное состояние можно только при условии обстоятельного изучения современной природной обстановки. В тех же местах, где сохранились реликтовые мерзлотные образования, должны быть выяснены природные условия соответствующего геологического прошлого.

Изучение мерзлоты должно опираться на результаты общих геоморфологических исследований, так как историю ее развития нельзя понять, не выяснив истории формирования рельефа и рыхлого покрова, а также геологического строения района в целом.

В областях аккумулятивных равнин, формирующихся на фоне новейших и современных опусканий земной коры, промерзание может совершаться одновременно с накоплением рыхлых толщ, т. е. *сингенетически*. В областях стабилизированных равнин с ослабленными процессами сноса и накопления мерзлота формируется главным образом *эпигенетически*, т. е. охватывая уже существующие толщи горных пород. Наконец, в областях денудационного горного рельефа, развивающегося на фоне новейших поднятий, мерзлота также формируется эпигенетически, но она одновременно подвергается разрушению вследствие непрерывно совершающегося процесса денудации.

Эти общие особенности развития мерзлоты в каждой из названных областей, кроме того, резко дифференцируются в зависимости от генезиса и возраста отдельных элементов и форм

рельефа, их морфографических и морфометрических особенностей и пространственного распространения. Поэтому при изучении конкретных мерзлотных объектов и явлений отмечают, в каких геоморфологических условиях они развиваются.

При изучении геологического строения коренных и четвертичных отложений особое внимание обращают на приповерхностную часть земной коры, стараясь вскрыть детали литологического строения мерзлой толщи, от которого особенно зависит качественное своеобразие и интенсивность мерзлотных процессов. Рыхлые и слабо сцементированные породы наиболее подвержены этим процессам, так как они резко изменяют свои свойства при промерзании и протаивании. Большое значение имеют вещественный и гранулометрический состав рыхлых отложений, их текстура, мощность, условия залегания. Скальные породы в невыветрелом состоянии — мало благоприятный субстрат для развития мерзлотных явлений. Поэтому главный интерес представляет элювий этих пород, его характер, мощность, распространение, степень изменения свойства при промерзании и оттаивании.

При гидрогеологических наблюдениях устанавливают распределение жидкой и твердой фаз подземных вод в вертикальном разрезе, условия их питания, циркуляции и разгрузки, годовой режим, запасы и расходы, изучают источники подземных вод, их дебит, температуру, химизм в разные сезоны года. Одновременно изучают гидрографическую сеть территории, в особенности основные реки и озерные водоемы, которые оказывают большое влияние на температурное поле мерзлоты, вызывая резкое понижение ее верхней поверхности и даже образование сквозных таликов.

Для оценки современных условий развития мерзлоты собирают сведения о климате. Эти сведения должны характеризовать средние величины и годовой ход основных климатических показателей, от которых зависят условия промерзания и протаивания горных пород (температуры, осадков, влажности, испарения, направления и силы ветра и пр.), континентальность климата, местные климатические условия развития мерзлоты (инверсия температуры в котловинах, неравномерность распределения снежного покрова, неравномерность прогревания склонов различной экспозиции и пр.). Большое значение могут иметь данные об изменениях климата в прошлом и в настоящее время и об изменениях в связи с этим температурного режима мерзлой толщи.

Аналогичное значение имеют данные о почвенно-растительном покрове, о хозяйственном использовании территории (вырубка лесов, распахка земель и пр.).

При изучении самой мерзлоты устанавливают закономерности ее размещения, состав, строение и происхождение мерзлых

толщ, физико-механические и физико-химические свойства промерзающих, мерзлых и протаивающих горных пород.

По вертикали мерзлая толща может быть сплошной (монокристаллической) или же слоистой, т. е. разделенной влажными или обводненными горизонтами горных пород с положительной температурой. Над вечной мерзлотой располагается деятельный слой, в котором благодаря чередованию зимнего промерзания и летнего протаивания совершаются наиболее активные процессы перемещения грунтов и воды.

Следует различать понятия: слой сезонного промерзания и слой сезонного протаивания. *Слоем сезонного промерзания* называют ту часть почвы (грунта), которая ежегодно промерзает зимой и подстиается грунтом, сохраняющим положительную температуру в течение всего года. Таким образом, вечная мерзлота в данном случае отделена от слоя сезонного промерзания горизонтом талого грунта («несливающаяся вечная мерзлота»). *Слоем сезонного протаивания* называют верхнюю часть почвы (грунта), которая ежегодно протаивает летом, и непосредственно подстиается вечной мерзлотой («сливающаяся вечная мерзлота»).

Изучая разрез мерзлой толщи, определяют глубину верхней и нижней поверхности вечной мерзлоты, ее общую мощность, глубину залегания и мощность отдельных мерзлых и талых горизонтов (в случае слоистой мерзлоты), мощность деятельного слоя и талого грунта, залегающего под слоем зимнего промерзания (в случае несливающейся мерзлоты). Все эти показатели определяют в разных пунктах с целью выяснения закономерностей размещения вечной мерзлоты на изучаемой территории. Среди сплошного поля мерзлоты особо выделяют участки талого грунта (талики), а в местах ее прерывистого залегания стараются обнаружить и оконтурить каждый островок вечной мерзлоты.

К особенностям вечной мерзлоты относится не только постоянство отрицательной температуры, но также участие в ее строении специфического пороодообразующего минерала — льда. Больше всего льда содержат рыхлые отложения и именно поэтому они особенно подвержены различным процессам, связанным с колебаниями температуры мерзлых толщ. Чем выше льдистость рыхлых отложений, тем значительно больше могут быть эти процессы.

В мерзлой толще обычно встречаются подземные льды следующих основных типов (Шумский, 1955; Попов, 1967).

1. Конституционные льды, т. е. льды, формирующиеся непосредственно в горной породе и органически входящие в ее состав. К ним относятся:

Лед-цемент, который образуется из воды, замерзающей внутри пор слабоувлажненных пород и между отдельными их частицами. Мелкие кристаллы льда рассеяны в породе, не созда-

вая сколько-нибудь заметных скоплений. Отличается массивной текстурой.

Сегрегационный (миграционный) лед, возникающий в виде кристаллов при замерзании влажных и насыщенных водой рыхлых пород. Подтягивание воды к слою замерзания вызывает рост ледяных кристаллов и создает значительные раздвигающие усилия внутри породы. Образует сетчатую (или респетчатую) текстуру из горизонтальных ледяных прослоек и вертикальных прожилок мощностью до 10—20 см.

Инъекционный (интрузивный) лед, возникающий путем замерзания свободной воды, внедрившейся в мерзлые грунты. Образует тела в виде пластов, линз, каравасв (гидролакколитов) и других форм мощностью до 10 м и более.

Полигонально-жильный (повторно-жильный) лед, который возникает в процессе многократно повторяющегося морозобойного растрескивания льда и рыхлых горных пород (главным образом, тонкозернистых). Трещины систематически из года в год возникают в одних и тех же местах, разбивая поверхность на множество правильных полигонов. В трещины проникает вода и, замерзая там, образует ледяные жилы клиновидной формы. Наряду с таким повторным наращиванием с боков мощные ледяные жилы в процессе сингенетического промерзания формируются путем фронтального роста, т. е. наращиванием вершины (Попов, 1965).

2. Погребенные льды. Представляют собой ледяные тела, которые первоначально образовались на земной поверхности и лишь затем были погребены под рыхлыми наносами. По происхождению погребенные льды могут быть: *конжеляционные* (погребенные наледи, льды промерзших водоемов и др.), *осадочно-метаморфические* (погребенные снежники), *глетчерные* («мертвый лед») и др.

Подземные льды изучают вместе с вмещающими горными породами и в тесной связи с ними, так как только таким путем можно выяснить происхождение всей мерзлой толщи, включая содержащиеся в ней ледяные тела. Результаты изучения по каждому разрезу и горной выработке фиксируют в дневнике, отмечая, помимо общих сведений, следующие данные (Полевые геокриологические исследования, 1961): а) глубину залегания ледяного тела от дневной поверхности, особенности слоя перекрывающего грунта; б) мощность ледяного тела, мощность ледяной жилы по ее ширине наверху и в средней части, высота жилы; в) текстуру ледяного тела, текстуру ледяной жилы по глубине, наличие переслаивания льда и минеральной породы, характер расположения и мощность элементарных жилок, взаимоотношение ледяного тела с вмещающей породой; г) глубину нижней границы ледяного тела, глубину нижней границы образующей трещины; трещины-спутники, сопряженность трещин и т. п.;

д) характер контакта ледяного тела с вмещающими грунтами (резкий, постепенный, расплывчатый, выклинивающимися апофизами), залегание вмещающих пород у контакта жилы.

Кроме того, в каждом пункте наблюдения отмечают: а) глубину сезонного протаивания; б) литологический и гранулометрический состав отложений, включающих ледяное тело; в) влажность и льдистость вмещающих отложений; г) температуру мерзлых толщ; д) криогенные текстуры льда и вмещающих отложений; е) генезис и возраст кроющих отложений, а также отложений, включающих и подстилающих льды; ж) погребенные почвы и различные горизонты (оглеения, ожелезнения, гумирования и др.); з) связь подземных льдов с определенными формами рельефа.

Чтобы правильно установить элементы залегания и размеры ледяных тел, регистрируют форму их выхода в различных (горизонтальных и вертикальных) плоскостях сечения. В частности, элементы залегания и размеры ледяных жил определяют в горизонтальной плоскости и в вертикальной плоскости, перпендикулярной простиранию жилы. Следует остерегаться принимать ледяные жилы за крупные массивы подземного льда в тех случаях, когда стенка обнажения сечет жилы по простиранию.

О типе и происхождении подземных льдов судят по комплексу приведенных выше показателей. Кроме формы, размеров и элементов залегания погребенных ледяных тел важными диагностическими признаками генезиса льда служат его текстура и структура.

Так, сегрегационные и инъекционные льды обычно прозрачные. По периферии шлиров встречаются вмержшие минеральные примеси. В крупных включениях инъекционных льдов наблюдаются радиально направленные цепочки пузырьков, галька и песок подстилающих пород. Повторножилые льды отличаются вертикальнослоистой текстурой. Вертикальные слои образованы тонкими (от долей миллиметра до 1—2 мм) слоями минеральных частиц, располагающихся по осевым плоскостям элементарных (годовых) жилок. Льды погребенных наледей, снежников и озер часто имеют горизонтальные или слабо наклонные слоистые текстуры, возникшие в результате периодического наращивания льда или снега.

Проблема генезиса мерзлых толщ и содержащегося в них льда включает вопрос о сингенетическом или эпигенетическом образовании мерзлоты.

Сингенетическое образование мерзлоты, т. е. в процессе осадконакопления, характерно для поймы рек, приливной полосы на низменных морских побережьях, делювиально-пролювиальных шлейфов и других мест с продолжающейся аккумуляцией наносов. В суровых климатических условиях наращивание рыхлых отложений сопровождается переходом нижней части слоя сезон-

ного протавивания в вечномерзлом состоянии. В таких местах вечная мерзлота обычно состоит из рыхлой минеральной части и льда. Содержание льда зависит от свойств породы и условий промерзания. Расположение ледяных включений (криогенная текстура) весьма разнообразно и связано с генезисом осадков. Так, в делювиальных суглинках и супесях на мало обводненных склонах наблюдаются линзовидные ледяные включения, а на заболоченных склонах — сетчатые криогенные образования и по-

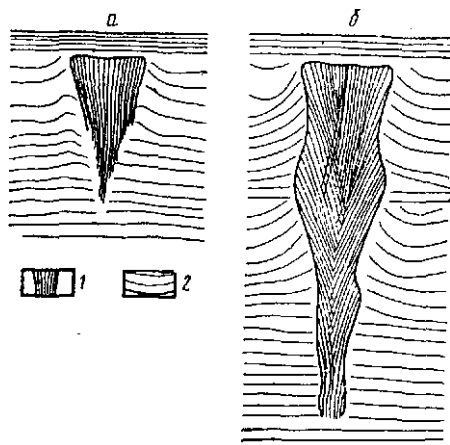


Рис. 83. Схема строения эпигенетических (а) и сингенетических (б) ледяных жил (по книге «Полевые геокринологические исследования»;

1 — слоистость в жиле; 2 — слоистость в ядре полигона

лого волнистые льдистые прослойки, или «пояски». Пояски образуются на границе сезонно-талого слоя за счет воды, скопившейся на поверхности мерзлых пород. Изучение поясков позволяет судить об изменениях морфологии и обстановке накопления делювия. Аллювиальные отложения пойменной фации содержат мелкие линзочки и ровные ледяные прослойки, создающие слоистую, реже сетчатую, криогенную текстуру.

Эпигенетическое образование мерзлоты происходит при промерзании сверху уже существующих

горных пород. В этом случае льдовыделение обуславливается составом и свойствами породы, ее влажностью и градиентами температуры. Характер криогенных текстур зависит от первичных текстурных признаков отложений и от их трещиноватости. Разнообразное сочетание этих условий приводит к формированию ледяных прослоек от нескольких миллиметров до нескольких метров толщиной, а также ледяных жил и массивов.

Общая льдистость отложений резко возрастает за счет повторножильных льдов, которые образуются также двумя названными способами: сингенетическим и эпигенетическим.

Сингенетические ледяные жилы растут вместе с накоплением осадков и потому могут достигать нескольких десятков метров высоты и 3—4 м ширины. Общий объем сингенетических льдов нередко превышает половину объема всей мерзлой толщи. Форма жил в поперечном профиле клиновидная, но неправильная, с сужениями и расширениями в средней части. Элементарные годовичные слои не достигают вершины жилы, а выходят

последовательно на ее боковые контакты, свидетельствуя о ежегодном нарастании жилы по высоте на величину слоя осадконакопления (рис. 83, б).

Эпигенетические ледяные жилы возникают при сильном вымораживании горных пород и проникают на глубину не более 3—5 м. Для них характерна правильная клиновидная форма в поперечном профиле. Элементарные годовые слои льда расположены веерообразно — вертикально в середине и параллельно боковым контактам — по краям. Каждый элементарный слой начинается от верхнего конца жилы (рис. 83, а).

ИЗУЧЕНИЕ ФОРМ МЕРЗЛОТНОГО РЕЛЬЕФА

Мерзлота — это не только агент, активно воздействующий на земную поверхность, но также материальный субстрат (мерзлый грунт, ископаемый лед), который непосредственно участвует в строении форм рельефа. Поэтому рельеф и мерзлоту изучают в неразрывной связи друг с другом как результат проявления одних и тех же мерзлотных процессов.

С мерзлотой связаны специфические вековые и сезонные перемещения грунта и воды, которые находят внешнее выражение в формах земной поверхности и в геологическом строении мерзлых толщ. В изменяющихся природных условиях мерзлота может испытывать то восходящее, то нисходящее развитие (Попов, 1967). *Восходящее развитие* отвечает времени роста и уравновешенного состояния вечной мерзлоты, *нисходящее развитие* — времени ее деградации и исчезновения. Эти два типа развития характеризуются своими особыми комплексами мерзлотного рельефа.

При восходящем развитии мерзлоты возникают трещинно-полигональные формы и формы пучения¹.

Трещинно-полигональные формы возникают вследствие попеременного замерзания и таяния грунтов. В свою очередь, они подразделяются на формы, обусловленные морозобойными процессами, и формы, в образовании которых большую роль играет усыхание грунтов.

Трещинно-полигональные формы, обусловленные морозобойными процессами (*макрополигональные, блочные формы*), представляют собой в плане сеть полигонов размером каждый до нескольких десятков и даже сотен метров. Они ограничены трещинами, которые рассекают деятельный слой и внедряются в верхнюю часть вечно-мерзлой толщи. Генетически эти формы связаны с полигонально-жильными льдами, но наряду с трещинами, которые заполнены льдом, встречаются грунтовые или зем-

¹ При явлениях пучения образуются радиально-концентрические трещины напора.

ляные жилы. В условиях восходящего развития мерзлоты грунтовые жилы могут возникать вследствие повторного морозобойного растрескивания и заполнения трещин минеральным мелкоземом.

В результате морозобойного растрескивания первоначально образуются плоские безваликовые полигоны. Разделяющие их ледяные жилы еще невелики. Поэтому грунт в ядре полигонов не подвергается интенсивному уплотнению и не выжимается вверх вдоль боковых контактов жил. Такие полигоны обычно ограничены на поверхности решеткой неглубоких канавок с открытыми или, чаще, сомкнувшимися трещинами.

По мере роста ледяных жил в ширину под давлением с боков грунт в ядрах полигонов все более уплотняется и, наконец, выжимается вверх по краям в виде валиков. Так образуются вогнутые валиковые полигоны, нередко с болотцами или озерами в центре. В разрезе полигонов наблюдаются нарушения первоначального залегания грунтов. Близ контакта с жилами слои вмещающей породы закономерно деформированы вверх, причем в случае сингенетического роста жил отдельные слои и пачки слоев залегают друг на друге с размывом, несогласно и с разной степенью деформации (рис. 83, б).

Трещинно-полигональные формы, обусловленные преимущественно усыханием талых грунтов (*микрополигональные формы*), представляют собой в плане сеть полигонов 0,5—2,0 м в поперечнике. Систематическое промерзание и протаивание грунтов внутри отдельных мелких блоков, ограниченных трещинами усыхания, вызывают перемещения материала по вертикали. Одновременно происходит сортировка материала в пределах деятельного слоя и на земной поверхности. Так образуются пятна-медальоны без заметной сортировки грунта и каменные многоугольники, каменные кольца и другие формы с сортировкой крупнообломочного материала.

При микрополигональном рельефообразовании в разрезе возникают текстуры типа криотурбаций, инволюций, котлов кипения с частыми изгибами, искривлениями слоев, внедрениями материала снизу вверх и сверху вниз, закономерное распределение крупных обломков под каменными валиками и полосами на поверхности и пр. Могут также встречаться грунтовые жилы, заполняющие трещины усыхания и нередко подчеркнутые клиновидными гумусовыми потеками.

Участки распространения макрополигонального рельефа просматриваются на аэрофотоснимках масштаба 1 : 60 000 и крупнее. На аэроснимках масштаба 1 : 25 000 видны основные черты морфологии полигонов, а в масштабе 1 : 5 000 — детали их строения (валики, борозды). Вогнутые полигоны, которые в центральной части покрыты водой или заболочены, вырисовываются темными угловатыми фигурами, а разделяющие их валики —

узкими светлыми полосами. Хорошо выявляется закономерность группировки полигонов в виде правильных линий и фигур. Микрополигональные формы дешифрируются только на аэрофотоснимках масштаба 1 : 5000 и крупнее, отличаясь от окружающей поверхности мелкопятнистым, ячеистым рисунком.

Путем изучения трещинно-полигонального рельефа непосредственно на местности и с помощью аэрофотоснимков устанавливают форму и размеры полигонов, закономерности их взаимной группировки и распространения на местности. Полигоны могут быть 3-, 4-, 6-угольные в зависимости от условий трещинообразования, причем на горизонтальных поверхностях полигоны изометричны, а на склонах вытягиваются по линии падения. В этом случае отмечают ориентировку и размеры вытянутых полигонов, а также угол падения и экспозицию склонов. Далее описывают подробности морфологии макрополигонов (валики по их краям, заболоченные или покрытые водой понижения в центральной части, промежуточные канавки и борозды), детали строения микрополигональных образований.

На основании материалов морфологического изучения трещинно-полигональных форм, дополненных результатами анализа повторно-жильных льдов и вмещающих отложений, судят об истории и условиях формирования трещинно-полигонального рельефа, в частности о его сингенетическом или эпигенетическом развитии, о роли склоновой денудации в разрушении эпигенетических образований, о степени изменения материнских пород под воздействием мерзлотного выветривания.

Как известно, мерзлотные отложения в качестве особого генетического типа рыхлых четвертичных образований выделять обычно не принято. Однако это едва ли правильно. Как показал А. И. Попов, в областях распространения вечной мерзлоты образуется особый покровный комплекс, включающий в себя не только формы рельефа, но и грунты. А. И. Попов рассматривает покровный комплекс как кору выветривания в широком смысле слова. Но эта кора менее мощная и в то же время более динамичная, чем в средних и низких широтах. Она охватывает деятельный слой и самый верхний горизонт вечной мерзлоты, подверженный зимой сильному охлаждению и морозобойному трещинообразованию. В результате интенсивного выветривания образуется горизонт покровного мелкозема, содержащий также и грубообломочный материал. В специфических условиях покровного комплекса весь этот материал испытывает динамические воздействия, перемещается, определенным образом сортируется, что находит выражение в специфических трещинно-полигональных формах и отмеченных выше мерзлотных текстурах.

Формы пучения в отличие от трещинно-полигональных форм не имеют повсеместного распространения. Они образуются лишь в строго определенных местах, где во влажных грунтах,

промерзающих в обстановке замкнутых или полузамкнутых систем, возникают достаточные напряжения. Промерзание сопровождается ростом приповерхностных скоплений льда, главным образом инъекционного и сегрегационного происхождения, которые и обуславливают неравномерные деформации земной поверхности. Возникающие при этом формы (бугры пучения) по генетическим признакам можно разделить на бугры пучения, обусловленные гидростатическим и гидродинамическим напором при промерзании, и бугры пучения, обусловленные миграцией воды к фронту промерзания (Попов, 1959). По длительности существования бугры пучения делят на сезонные и многолетние.

Сезонные бугры пучения формируются в слое сезонного промерзания и протаивания. Цикл их развития совершается в течение одного года. Различают минеральные и торфяные бугры.

Минеральные бугры пучения могут возникать двумя способами: при участии подтекающих грунтовых вод и без участия таких вод, главным образом за счет дифференциации грунтовой массы. В первом случае ядро бугров состоит из сводообразно изогнутой линзы льда, под которой находится полость в виде полусферы, заполненной водой. Поверх ядра залегает кровля из почвенно-растительного слоя и из мерзлого грунта, содержащего линзочки льда. Во втором случае бугры лишены водно-ледяного ядра и состоят из льдистого грунта, расслоенного линзами льда.

Торфяные или торфяно-минеральные бугры пучения образуются на торфяниках при промерзании воды, заключенной в слое торфа и подстилающих отложениях.

По форме сезонные бугры пучения бывают плоские и куполовидные, округлые и овальные. Размеры их могут достигать: длина — 100 м, ширина — 50 м, высота — 1,5—2 м (до 3—4 м). С поверхности они почти всегда разбиты трещинами, которые у округлых бугров расходятся радиально от вершины, а у продолговатых бугров дополнительно протягиваются вдоль длинной оси.

Многолетние бугры пучения формируются и существуют на протяжении сотен и тысяч лет. Они развиваются главным образом в условиях непрерывного подтока воды к фронту промерзания, что в конце концов приводит к росту крупных мерзлых тел, в значительной своей части расположенных ниже слоя сезонного промерзания. Многолетние бугры, так же как и сезонные, разделяют на минеральные (булгунняхи) и торфяные, а минеральные, в свою очередь, — на бугры с ледяным ядром и без него.

Булгунняхи с ледяным ядром обычно возникают над местом выхода восходящих источников подземных вод. При замерзании воды формируется и растет ледяное ядро, окруженное мерзлым грунтом с ледяными линзами.

Булгунняхи без ледяного ядра часто образуются в неболь-

ших озерных котловинах вследствие промерзания водоносных грунтов (подозерных таликов). Они в основном состоят из тех же отложений, что и окружающая территория, но в ядре породы сильно насыщены льдом и содержат крупные линзы льда мощностью до 8 м. Под ядром нередко находится талик с напорной водой.

Булгунняхи чаще всего округлые или слегка овальные. Высота их достигает 10—12 м, а в отдельных случаях до 30—60 м, поперечник — до 150—200 м. При значительной крутизне склонов (20—40°) булгунняхи заметно выделяются среди окружающей местности. На поверхности их наблюдается трещиноватость, ориентированная по падению и простираанию склонов.

Торфяные бугры образуются при пучении торфа, а нередко также и подстилающих отложений (озерных и др.). Ядро бугров торфяное, торфяно-минеральное, мерзлое, содержит многочисленные прослойки и линзы льда. Форма и размеры бугров зависят от характера пород, подвергающихся пучению. На тонкодисперсных сильнольдистых грунтах образуются крупные выпуклые бугры, на менее льдистых песчаных отложениях — плоские расплывчатые бугры. Обычно их поперечник — 20—40 м, а высота — 1,5—2 м, редко — 3—4 м.

Пучинные формы рельефа просматриваются на аэрофотоснимках масштаба 1 : 25 000 и крупнее (лучше всего 1 : 5000—1 : 2000). Они хорошо различаются под стереоскопом по своим правильным округлым и овальным очертаниям и более светлому тону, чем окружающая местность. На светлом фоне выделяются темные полосы трещин.

При описании форм пучения отмечают их внешний вид и основные морфометрические данные (очертания и размеры в плане, относительную высоту, углы падения склонов и пр.), геологическое строение бугров с выявлением отдельных горизонтов покровного чехла, ядра и основания. Характеризуют отдельные горизонты почвенно-растительного и минерального состава, включения чистого льда, положение и очертания верхней границы мерзлоты, мощность и состав деятельного слоя. Выясняют условия и способ образования бугров, в частности генезис ледяных включений, роль подтекающих грунтовых и подземных вод. Далее характеризуют закономерность распространения пучинных форм в зависимости от геолого-геоморфологических и общегеографических условий.

Особую разновидность форм рельефа при восходящем развитии мерзлоты представляют *наледы*. Это — плоско-выпуклые ледяные тела, которые залегают непосредственно на поверхности и возникают вследствие замерзания выходящих подземных или поверхностных вод.

При изучении наледей устанавливают их местоположение (русловое, береговое, склоновое, водораздельное), форму (округ-

лая, овальная, лопастная), размеры, строение и мощность льда (в момент наблюдения), продолжительность существования (сезонные, летующие и многолетние наледы или тарыны), происхождение и причины возникновения именно в данном месте. Для наледей поверхностных вод (озерных или речных) такими причинами могут быть смена рыхлых пород более прочными, сужение и поворот долины, появление порогов; для наледей подземных вод — наличие зон разломов, тектонической трещиноватости, смена состава пород, обуславливающие выходы подземных вод.

При нисходящем развитии мерзлоты образуются термокарстовые формы рельефа. Следует заметить, что в результате сезонного чередования протаивания и промерзания также наблюдаются термокарстовые явления, но они носят временный характер и каждый раз подавляются последующим промерзанием, не получая длительного устойчивого развития. Направленное изменение (оседание) земной поверхности начинается, когда глубина протаивания превосходит глубину сезонного промерзания, так что верхняя граница вечной мерзлоты понижается, а между нею и деятельным слоем возникает и увеличивается в мощности слой постоянно талого грунта.

Причины нисходящего развития (деградации) мерзлоты могут заключаться в общем потеплении климата (повышении среднегодовой температуры воздуха), в усилении континентальности климата, сопровождающемся потеплением летнего сезона и увеличением глубины протаивания. Частными причинами термокарста при неизменных общеклиматических условиях нередко бывают лесные пожары, вырубка лесов, распашка земель, вызывающие местные изменения условий промерзания и протаивания грунтов. Локальное оседание поверхности, в свою очередь, неизбежно вызывает изменение внешних условий (снегонакопление, чрезмерное увлажнение, заболачивание, образование озер), что дополнительно изменяет тепловой режим горных пород и обуславливает прогрессирующее протаивание.

Морфология термокарста зависит от формы залегания и степени деградации подземного льда. Следовательно, чтобы понять закономерности формирования термокарстового рельефа, необходимо изучить подземные скопления льда, если они сохранились. Это не исключает того, что во время полевых исследований приходится решать и обратную задачу — путем изучения термокарстового рельефа выяснять закономерности распространения и морфологии подземных льдов. Такой метод исследования — единственно возможный в тех местах, где мерзлота полностью деградировала и термокарстовые формы — реликтовые.

При вытаивании трещинно-полигональных льдов возникают вытянутые понижения, которые в плане располагаются в виде правильной решетки, отвечающей форме трещинных полигонов.

На стыках смежных полигонов, где сходится несколько ложбин протаивания, образуются впадины округлых, тригональных или тетрагональных очертаний. Подобные термокарстовые понижения резко подчеркиваются приуроченными к ним озерами, болотами и потому очень хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках.

В результате вытаивания мощных трещинно-полигональных льдов возникают особенно крупные понижения (аласы), которые местами приобретают доминирующее положение в рельефе. Если же лед сравнительно маломощный, при его вытаивании образуется сеть узких полигональных борозд или западин, а внутри блоков четко обособляются остаточные формы — бугры. Морфология такого бугристо-западного рельефа зависит от состава и льдистости грунтов. Сильнольдистые пылеватые и песчанистые грунты, легко подверженные оседанию и оплыванию, способствуют образованию округлых расплывчатых бугров. Плотные слабольдистые грунты при быстром и глубоком протаивании трещинных льдов обычно слагают более резко выраженные конусообразные и пирамидальные формы — байджарахи.

При вытаивании подземных льдов, участвующих в строении бугров пучения, возникают термокарстовые понижения в виде блюдц, воронок, котловин, нередко заполненных водой. Во внешних признаках этих форм также отражаются морфология и размеры подземных льдов, степень их деградации и свойства протаивающих пород.

Во время полевых исследований отмечают внешний облик термокарстовых понижений (блюдцеобразный, воронкообразный, ложбинообразный), очертания в плане (округлые, овальные, лопастные, линейновытянутые), размер поперечника, длину, ширину, глубину, закономерности расположения и группировки на местности (в виде систем тригональных, тетрагональных полигонов, гнезд, вытянутых цепочек). Путем сопоставления морфологических данных с результатами изучения литологического строения и генезиса рыхлых отложений, их льдистости, формы залегания и размеров ледниковых тел, выясняют условия и стадию развития термокарстового рельефа, отмечают признаки продолжающихся термокарстовых явлений (наклонное положение деревьев, погибший лес на дне впадин, заполненных водой, свежие разрывы и оседания грунта и пр.).

С целью выяснения генезиса и возраста реликтовых термокарстовых форм изучают детали геологического строения нарушенных и ненарушенных грунтов. Особый интерес представляют *псевдоморфозы по ледяным жилам*, обычно приуроченные к линейновытянутым понижениям между буграми. Для детального изучения псевдоморфоз рекомендуется закладывать шурфы и траншеи, располагая их вкрест простираения жил на глубину до 5—10 м. Грунтовые псевдоморфозы обычно менее четко выраже-

ны, чем первичные ледяные жилы, так как при деградации мерзлоты трещины частично оплывают и закрываются прежде, чем они оказываются заполненными минеральным материалом сверху. На контактах таких жил наблюдаются признаки отрыва и смещения материнской породы, попадают включения ее в виде небольших, неправильной формы обломков (рис. 84).

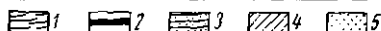


Рис. 84. Псевдоморфоза по ледяной жиле в отложениях 16-метровой террасы Северной Двины (зарисовка Т. Н. Каплиной и Г. С. Кураковой):

1 — ленточные глины; 2 — торфянистая прослойка (погребенная почва); 3 — переслаивание песка и суглинки; 4 — глубокой неслоистый суглинок; 5 — желтый мелкозернистый песок

В отличие от псевдоморфоз первичные грунтовые жилы, возникшие вследствие повторного заполнения морозобойных трещин минеральным мелкоземом, морфологически более четкие, узкие. Иногда у них бывает заметна вертикальная слоистость, обусловленная наращиванием жил вследствие периодического трещинообразования. Нередко жилы только в нижней части имеют правильную клинообразную форму, тогда как выше они становятся более широкими, расплывчатыми. Подобная дифференциация жил по вертикали бывает вызвана тем, что нижняя часть их развивалась в вечной мерзлоте, а верхняя — в деятельном слое, где жилы подвергались особенно интенсивным динамическим воздействиям при многократном промерзании и оттаивании (Попов, 1959).

От псевдоморфоз по ледяным жилам и первичных грунтовых клиньев следует

отличать очень сходные с ними по внешнему виду конвективные (диагенетические) образования. Последние не связаны с мерзлотой или с деятельным слоем и поэтому не приурочены к поверхности размыва горных пород. Они формируются внутри достаточно подвижных увлажненных отложений, обладающих разным объемным весом и связанной с этим гравитационной неустойчивостью. Границы конвективных текстур (микроструктур) внедрения обычно четкие, а размер их по высоте определяется мощностью деформированных слоев (Костяев, 1965).

Конвективные процессы в грунтах могут привести к деформациям земной поверхности и к образованию форм микро-рельефа, напоминающих остаточные термокарстовые формы. Все это показывает, насколько нужно быть внимательным в изучении и осторожным в интерпретации всех этих форм.

В областях распространения вечной мерзлоты склоны гор и равнин подвержены специфическим склоновым процессам, которые оказывают очень большое воздействие на рельеф и потому нуждаются в особом изучении. Вечная мерзлота весьма способствует перемещению обломочного материала вниз по склонам, но характер этого перемещения оказывается неодинаковым в зависимости от состава материала. Можно различать массовые медленные движения грубообломочного (каменные реки, курумы) и мелкообломочного материала (криосолифлюкцию).

Особенности микроморфологии каменных рек и криосолифлюкционных склонов (каменные валы и гряды, земляные полосы, натечные терраски и уступы) дешифрируются на аэрофотоснимках средних и крупных масштабов. Характерная для таких склонов продольная полосатость или же мелковолнистая прерывистая полосчатость, ориентированная поперек склонов, просматривается благодаря частым изменениям поверхностных грунтов и почвенно-растительного покрова.

В полевых условиях изучают детали строения всех этих форм (их морфографические и морфометрические показатели, закономерности группировки и распространения), описывают разрезы рыхлых склоновых отложений, используя для диагностики их мерзлотного происхождения приведенные в гл. 14 признаки. По этим же признакам опознают обусловленные мерзлотой склоны и склоновые отложения в тех местах, где вечная мерзлота в настоящее время отсутствует.

Формами смешанного мерзлотно-денудационного происхождения (деятельными и реликтовыми) являются нагорные террасы. Они располагаются на самых различных гипсометрических уровнях, превышая друг друга на единицы и десятки метров при ширине площадки до нескольких десятков и сотен метров. Их четко выраженные уступы сложены коренными породами и падают под углом 25—30° и больше. Площадки перекрыты маломощным чехлом обломочного материала, который перемещается согласно их уклону величиной 3—5°.

Нагорные террасы образуются вследствие неравномерно совершающихся на склонах морозного выветривания и криосолифлюкции. Однако детали их происхождения еще не выяснены. Для решения дискуссионных вопросов выясняют морфологию и размеры (ширина площадки, высота уступа, угол наклона площадки и уступа), состав, мощность и распространение обломочного материала на различных элементах террас, петрографические особенности коренных пород, условия их залегания и тре-

щиноватость, закономерности группировки и распространения террас в плане и по высоте (сверху вниз по склонам) в зависимости от меняющихся возможных факторов формирования и развития нагорных террас (мерзлоты, первичной морфологии и морфометрии горного рельефа, геологического строения коренных и четвертичных пород, характера растительности и пр.). Устанавливают признаки современного развития деятельных («живых») нагорных террас, возраст реликтовых террас.

Мерзлота оказывает существенное воздействие на формирование рельефа самого различного происхождения. В частности, обращают внимание на роль мерзлотных процессов в развитии водно-эрозионных форм (оврагов, балок, долин): связь овражно-расчленения с морозобойными трещинами, значение экспозиции в образовании асимметрии балок и долин и пр.

Как ясно из сказанного, большинство форм рельефа и рыхлых отложений, возникающих под воздействием мерзлоты, продолжает существовать достаточно длительное время и после ее полного исчезновения. Указанное обстоятельство позволяет решать многие важные вопросы палеогеоморфологии и палеокриологии районов прежнего, более широкого распространения мерзлоты (например, перигляциальных областей) путем анализа остаточных мерзлотных образований.

ИЗОБРАЖЕНИЕ МЕРЗЛОТНОГО РЕЛЬЕФА НА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

В процессе геокриологической съемки создаются геокриологические карты. На них воспроизводят главнейшие характеристики мерзлых толщ и сопутствующих им образований: распространение по площади и глубине (залегание, мощность), состав и строение, генетические типы мерзлых толщ, границы их распространения, возраст и этапы развития, типы криогенных и посткриогенных образований и пр.

В методическом руководстве «Полевые геокриологические исследования» (1961) рекомендуются следующие приемы построения геокриологических карт.

Цветным фоном или штриховкой (на одноцветных картах) можно обозначать генетические типы мерзлых толщ, их состав, строение, степень льдистости. Способом изолиний — температуру мерзлых пород, глубину залегания, мощность мерзлоты. Значками — отдельные, не уместяющиеся в масштабе карты, мерзлотные объекты (погребенные льды, формы рельефа), при этом форма и цвет знака характеризуют качественные различия объектов — форму, генезис, а размер или цифра при знаке — количественные различия (например, высоту бугров пучения, глубину термокарстовых впадин). Способом ареалов — границы отдельных локально распространенных объектов или явлений

(вечной мерзлоты, таликов, перелетков). Линиями движения — направление перемещения грунтовых масс (криосолифлюкция, каменные реки). Точечным — плотность различных мерзлотных микрообъектов (бугров пучения, термокарстовых западин и пр.).

Из всей этой нагрузки на общих геоморфологических картах оставляют лишь то, что непосредственно касается обусловленных мерзлотой форм рельефа. Эти формы подразделяют на следующие соподчиненные категории (табл. 14).

Таблица 14

Основные генетические категории и морфологические разновидности мерзлотного (криогенного) рельефа

Генетические категории рельефа различного таксономического ранга			Морфологические разновидности рельефа
Формирующийся при восходящем развитии мерзлоты	Полигонально-трещинный	Макрополигональный (блочный)	Макрополигоны без валиков, макрополигоны с валиками
	Пучения	Микрополигональный	Трещинные микрополигоны, пятна-медальоны, каменные кольца и многоугольники
		Обусловленный гидростатическим и гидродинамическим напором при промерзании	Сезонные и многолетние бугры пучения (минеральные и торфяные), грунтовые наледы, поверхностные наледы
		Обусловленный миграцией воды к фронту промерзания	Многолетние бугры пучения, минеральные бугры с ледяным ядром и без ледяного ядра (булгуниахи, гидролакколиты), торфяные бугры
Формирующийся при нисходящем развитии мерзлоты (термокарстовый рельеф)	Образующийся при деградации полигонально-трещинных мерзлотных форм	Макрополигональный	Канавы, образующие сеть макрополигонов, аласы, озерные котловины, байдже-рахы
	Образующийся при деградации мерзлотных форм пучения	Микрополигональный	Канавы, образующие сеть микрополигонов, микрзападины
			Западины, воронки, озерные котловины

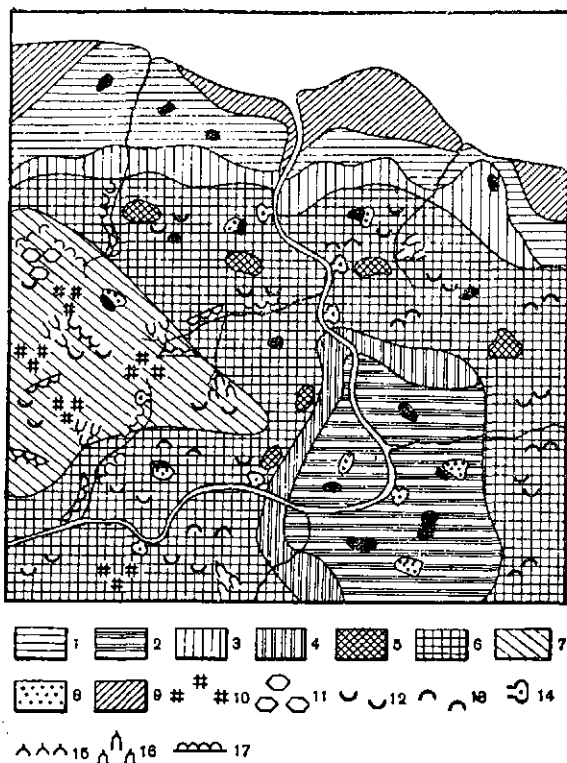


Рис. 85. Мерзотно-геоморфологическая карто-схема (по Ю. В. Мудрову). Мерзлотный полигонально-трещинный рельеф на органогенном субстрате:

1 — полигонально-валиковые торфяники на 2-й морской террасе высотой 8—10 м; 2 — полигонально-валиковые торфяники на озерно-аллювиальной террасе высотой 20—40 м; 3 — полигонально-плоскобугристые торфяники на 3-й морской террасе высотой 20—30 м; 4 — полигонально-плоскобугристые торфяники с термокарстовыми понижениями на озерно-аллювиальной террасе высотой 20—40 м; 5 — полигонально-бугристые торфяники с редкими буграми и зарастающими термокарстовыми западинами на полого-волнистой поверхности междуречий высотой 40—60 м; мерзлотный полигонально-трещинный рельеф на минеральном субстрате; 6 — полигонально-трещинный рельеф со слабо выпуклыми частично редуцированными блоками и заболоченными межблочьями на полого-волнистой поверхности междуречий высотой 60—70 м; 7 — полигонально-трещинный рельеф с выпуклыми холмообразными редуцированными блоками и озерами в межблочьях на грядово-ложбиной поверхности междуречий высотой 120—200 м; мерзлотный рельеф пучения на органогенном субстрате; 8 — выпукло-бугристые и кочкарниковые торфяники в докальных понижениях на озерно-аллювиальной террасе высотой 20—40 м и на полого-волнистой поверхности междуречий высотой 40—60 м; 9 — 1-я морская терраса, лишенная мерзлоты (талик) и мерзлотного рельефа.

Отдельные формы мерзлотного полигонально-трещинного микрорельефа: 10 — слабо выраженные плоские блоки с полосами понижений между ними; 11 — каменные многоугольники, кольца и другие формы с сортировкой материала; 12 — пятна-исдалыоны; 13 — кочки минеральные.

Формы, созданные нивально-солифлюкционными процессами; 14 — инвальные цирки, ниши; 15 — солифлюкционные микротеррасы; 16 — солифлюкционные полосы, языки; 17 — нивально-солифлюкционные террасы, уступы

Кроме отмеченных собственно мерзлотных форм, различают генетические типы склонов, развивающихся при участии мерзлоты (см. гл. 14). Все эти формы и элементы рельефа обозначают цветным фоном, линейными и немасштабными условными знаками. Дополнительно на общих геоморфологических картах наносят границы вечной мерзлоты, таликов и островов мерзлого грунта, показывают скопления и генетические типы ископаемого льда. На рис. 6 приведены линейные и немасштабные условные знаки основных мерзлотных форм, которые рекомендуется изображать на общих геоморфологических картах. Более полный набор условных обозначений для построения мерзлотных карт помещен в методическом руководстве «Полевые мерзлотные исследования» (1961).

Пример геоморфологической карты с изображением форм мерзлотного рельефа см. на рис. 85.

ИЗУЧЕНИЕ ЗОЛОВОГО РЕЛЬЕФА

Формированию эолового рельефа способствуют: а) обломочные породы, содержащие значительное количество песчаных и пылеватых фракций, б) достаточная для захвата и переноса частиц сила ветра, в) оголенность поверхности или слабое развитие почвенно-растительного покрова. Наиболее благоприятные условия для образования эолового рельефа наблюдаются в пустынях, полупустынях и в других аридных областях, включая северные и горные. Вне аридных областей деятельность ветра в естественной обстановке проявляется на сравнительно ограниченных площадях: в долинах рек, на побережьях морей, на заповедных равнинах и в других местах.

Под воздействием ветра происходит полное или частичное преобразование рельефа, ранее созданного другими экзогенными факторами. Это преобразование может охватывать большие площади или быть узко локальным. В любом случае оно характеризует лишь один из этапов новейшего развития земной поверхности. Поэтому эоловые формы изучают в неразрывной связи с изучением других генетических типов рельефа и рыхлых отложений, стараясь выяснить историю формирования рельефа в зависимости от развивающихся палеогеографических условий. Во многих местах, где эоловые процессы энергично совершаются и в настоящее время, приходится детально изучать современную географическую обстановку.

При изучении эолового рельефа наиболее широко применяют следующие методы полевых и камеральных исследований.

1. Аэровизуальные наблюдения и дешифрирование аэрофотоснимков с целью изучения закономерностей строения, группировки и распространения эоловых форм. Известно, что большие успехи в исследовании пустынь были достигнуты лишь после того, как стали использовать аэрометоды. Это позволило в короткий срок покрыть полевой съемкой большие площади, трудно доступные для детальных наземных наблюдений, и установить ряд важных особенностей песчаного рельефа, проливающих свет на дискуссионные вопросы о его происхождении.

2. Детальные литологические исследования эоловых толщ (минералогического, гранулометрического, химического состава, текстурных признаков) с целью выяснения условий и способов перемещения, накопления и преобразования в процессе выветривания.

3. Стационарные и полустационарные полевые исследования для изучения современной динамики эолового рельефа в зависимости от вещественного состава и гранулометрии пес-

ков, направления и силы ветра, состояния растительного покрова и других природно-хозяйственных условий.

ИЗУЧЕНИЕ ФАКТОРОВ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОВОГО РЕЛЬЕФА

При изучении геологического строения территории устанавливают состав и происхождение рыхлых толщ, подверженных наиболее активному воздействию ветра. Это могут быть: а) нецементированные коренные пески, обнажившиеся вследствие размыва и денудации; б) новейшие, чаще всего плиоценовые и четвертичные пески морского, речного или флювиогляциального происхождения; в) рыхлые образования, возникшие вследствие выветривания скальных коренных пород (песчаников и др.) в сухом континентальном климате; г) продукты солевого расщепления различных горных пород.

Выясняют закономерности залегания и распространения песков разного генезиса, их минералогический и гранулометрический состав, мощность, глубину водоносных горизонтов, характер контакта с подстилающими породами, устойчивыми против ветра. На основании этих данных определяют общий запас песков, которые оказались вовлеченными или могут быть вовлечены в золотой процесс: от маломощных спорадических песчаных скоплений на плотных породах до мощных, широко распространенных песчаных толщ, способствующих формированию наиболее крупных золотых форм.

Устанавливают палеогеографические и неотектонические условия образования рельефа и песчаных отложений, последовательные этапы формирования исходных элементов земной поверхности (песчано-аллювиальных равнин, речных или морских террас и пр.), которые подверглись интенсивному ветровому воздействию, возраст этих элементов и соответственно продолжительность последующего золотого преобразования их рельефа. Особый интерес представляют места, где накопление свежих порций песчаного материала незолотым путем совершается и сейчас или где ранее отложенные и закрепленные пески обнажаются вследствие размыва. Даже в пустынях, где по условиям климата и растительности золотой рельеф способен развиваться на обширных территориях, такие места очень благоприятны для возникновения форм подвижных песков. В областях же умеренного климата золотые формы возникают там, где пески вследствие продолжающегося накопления или размыва, после лесных пожаров или вследствие их выщелоченности и бесплодия не скреплены растительностью и свободно подхватываются ветром. Это касается как современных развивающихся форм, так и ныне закрепленных древних форм, которые в прошлом развивались в условиях поступления свежего песчаного материала.

Чаще всего подобные условия наблюдаются по берегам морей и крупных рек, где массы сыпучих песков образуются вследствие морской или речной аккумуляции или же вследствие разрушения сложенных песками коренных берегов, морских или речных террас. Накопление песков может совершаться также на подгорных равнинах с блуждающими реками, несущими много рыхлых наносов, у края ледников при образовании зандровых равнин.

Кроме естественных причин, очаговое распространение современных эоловых форм в областях гумидного климата часто бывает обусловлено деятельностью человека: вырубкой лесов, неумеренным выпасом и прогоном скота, проложением грунтовых дорог в местах с залегающими под почвой массами легко перевеваемого сухого песка, пахотой супесчаных и песчаных почв. Ясно, что причины и условия образования подвижных эоловых форм должны быть выяснены особенно тщательно, так как это приобретает большое значение при разработке мероприятий по закреплению песков.

Для характеристики климата используют существующие климатические описания, справочники, таблицы, первичные материалы наблюдений местных метеорологических станций, чтобы обеспечить составление наиболее конкретного представления об условиях образования эоловых форм в том районе, в пределах которого проводятся геоморфологические исследования. По материалам изучения повторяемости и силы ветров судят о преобладающих направлениях движения воздушных масс и об их местных отклонениях под влиянием различных факторов. Сюда относятся местные ветры, отраженные вихревые движения, восходящие и нисходящие токи воздуха и пр., которые возникают под воздействием крупных водных бассейнов и орографических преград.

Чтобы получить наглядное представление о циркуляции воздуха, строят среднегодовые розы повторяемости ветров в разных пунктах (картодиаграммы), которые затем сопоставляют с ориентировкой и деталями морфологии эоловых форм. Для таких сопоставлений более пригодны розы повторяемости не любых, а только активных ветров, обладающих достаточной силой для переноса песка. При выделении таких активных ветров учитывают способность песка к перевеванию в данной конкретной обстановке. Эта способность может сильно пострадать вследствие увлажнения или смерзания песка, погребения его под плотным снежным покровом или по другим причинам, когда даже сильные ветры могут оказаться малоактивными¹.

В областях гумидного климата для оценки активности ветров

¹ Следует иметь в виду, что увлажненные пески все же не вполне лишены способности к перевеванию. Это обстоятельство имеет большое значение при формировании эолового рельефа в гумидных областях.

приходится еще учитывать их направление по отношению к очагам развевания песков и местной топографической ситуации. Так, на морских побережьях этих областей наиболее деятельны ветры, которые дуют с моря на сушу, в долинах крупных рек — от реки в сторону террас и коренных берегов.

На формирование эолового рельефа большое влияние оказывает дерново-растительный покров, который закрепляет пески и препятствует их развеванию. Большой интерес представляют видовой состав и плотность произрастания растений, от чего зависят не только динамика, но также своеобразие морфологии эоловых форм. Данные существующих литературных и картографических источников стараются дополнять материалами личных полевых наблюдений, чтобы полнее выявить те особенности растительного покрова, которые больше всего сказываются в эоловом рельефе. В частности, необходимо установить общую степень закрепления песков растительностью. В этом отношении можно различать следующие категории песков в пустынях: 1) голые пески; 2) оголенные пески с рассеянными недернинными растениями; 3) полузаросшие пески с пятнами дерна; 4) полузадерненные пески с дернинным покровом на склонах и в понижениях или на склопах и гребнях; 5) сильно задерненные (заросшие) пески (Федорович, 1960).

ИЗУЧЕНИЕ ФОРМ ЭОЛОВОГО РЕЛЬЕФА

Формирование эолового рельефа подчинено общим законам аэродинамики, поэтому основные принципы и методы его изучения сохраняют свое значение в разной природно-климатической обстановке, хотя и видоизменяются в зависимости от ряда местных условий.

Наблюдаемые эоловые формы по характеру деятельности ветра разделяют на деструктивные и аккумулятивные. В природе такое разделение не всегда применимо, так как на земной поверхности явления ветровой деструкции и аккумуляции чаще всего сочетаются друг с другом, обуславливая формирование сложного деструктивно-аккумулятивного рельефа. Четко выраженные деструктивные и чисто аккумулятивные формы образуются лишь там, где удаление или накопление материала ветром локализовано и совершается длительное время.

Ветровая деструкция осуществляется путем дефляции (выдувания) и путем корразии, или механического воздействия на породы переносимых ветром твердых частиц. Соответственно различают рельеф дефляционный и корразионный.

Дефляционный рельеф формируется под прямым воздействием ветра в результате удаления частиц перекатыванием (толчками) по самой поверхности земли, прыжками (скачками) на некоторой высоте и, наконец, во взвешенном состоянии

в виде облаков пыли. Способ переноса частиц зависит от их величины и от силы ветра. Перекатыванием передвигаются частицы диаметром 0,5—1,0 мм и несколько более, скачками — 0,1—0,5 мм и в виде взвеси — менее 0,1 мм. Частицы менее 0,05 мм и особенно менее 0,01 мм сильно сопротивляются выдуванию благодаря сцеплению между ними.

К дефляционным формам относятся различные замкнутые понижения («язвы» выдувания, западины, ячен, котловины, впадины), которые по внешнему виду, размерам и группировке легко отличаются от замкнутых понижений любого другого происхождения. Изолированные понижения могут образоваться и в результате неравномерной эоловой аккумуляции, обособляясь среди неровных песков, навееваемых со стороны. Подлинно дефляционные понижения бывают выработаны в первоначальном, более древнем рельефе и в слагающих его отложениях, с несомненностью свидетельствуя о позднейшем удалении рыхлого материала под воздействием ветра. Нередко среди дефляционных впадин сохраняются остаточные положительные формы рельефа в виде гряд, холмов или бугров-останцов, сложенных более древними отложениями. По таким остаточным формам можно восстановить исходную поверхность, существовавшую в данном месте до развеивания. На дне наиболее глубоких впадин могут выходить плотные породы, не перевеваемые или слабо развеваемые при соляном расщеплении (глины, галечники, песчаники, известняки), входящие в состав геологического разреза изучаемой территории. Там же, где в аридных областях дефляция осуществляется на большой площади, образуются участки глинистой и каменистой пустыни (гамады, ветроустойчивые отмостки).

В глинисто-солончаковых пустынях широко распространены дефляционные понижения, которые возникают в результате выдувания сильно засоленных грунтов. Соль, скапливаясь в солончаках вследствие приноса временными водотоками со стороны и благодаря капиллярному поднятию с глубины, сильно разрыхляет грунты и делает их в сухое время года очень легко подверженными воздействию ветра. Образующиеся при этом впадины называют *дефляционно-солончаковыми*.

Во время полевых исследований характеризуют все детали морфологии и геологического строения дефляционных форм, которые могут способствовать выяснению условий, способов их образования и современной динамики: закономерности ориентировки и группировки форм, вторичные дефляционные понижения или язвы развеивания, осложняющие днища более крупных понижений и пр.

Корразионный рельеф формируется вследствие механического воздействия гонимого ветром песка на земную поверхность. Ударяясь о скалы, песок вырабатывает в них различной формы борозды, ниши и карнизы, так что скалы приобре-

тают причудливые формы грибов, замков и других фигур. Описать их во всех подробностях часто бывает невозможно и тогда лучшим способом наглядной характеристики рельефа оказываются зарисовки и фотографии. При выяснении генезиса этих форм обращают внимание на большую роль неравномерного выветривания, благодаря чему в пустынях так резко выявляются особенности геологического строения скал: характер залегания и чередования прочных и менее устойчивых пород, их трещиноватость, детали петрографического состава, текстуры и пр.¹

С корразионным воздействием струй песка на горизонтальную или пологонаклонную поверхность плотных песков, глин и некоторых других пород, например известняков, связано образование *ярдангов* — борозд или желобов глубиной до 1—2 м, редко 6 м, разделенных грядами. Ориентировка ярдангов в плане указывает направление господствующих ветров.

Обломки горных пород, подвергаясь корразионной обработке при обтекании ветра с двух противоположных сторон, приобретают характерную форму граневых валунов, или ветрогранников. Часто такие валуны имеют форму утюга. Даже после изменения климатических условий они продолжительное время сохраняют свою форму, служа наглядным доказательством активной роли ветра в формировании земной поверхности и обломочных отложений (например, в перигляциальных областях).

Подхваченные ветром обломочные частицы, в зависимости от их размеров и силы ветра, отлагаются в различном удалении от мест развевания, образуя песчаные или лёссовые эолово-аккумулятивные толщи и поверхности. Руководствуясь принципом корреляции деструктивных и аккумулятивных геоморфологических образований, дефляционные и эолово-аккумулятивные формы следует изучать взаимосвязанно друг с другом.

При развевании и перевевании песков аккумулятивные формы группируются по соседству или среди дефляционных понижений и в совокупности образуют своеобразные морфологические комплексы, обязанные сложному переплетению дефляционной и аккумулятивной деятельности ветра. Очень большой отпечаток накладывает на эти комплексы общая климатическая обстановка, вследствие чего принято различать эоловый рельеф песков в пустынных и в гумидных областях.

Аккумулятивный (дефляционно-аккумулятивный) рельеф песков в пустынях разделяют на рельеф оголенных (подвижных) песков и рельеф полужаросших (малоподвижных) песков. Каждый из этих двух основных типов рельефа представлен своими подтипами, которые, по Б. А. Федоровичу (1960, стр. 14—16), характеризуются следующими признаками (рис. 86).

¹ В образовании этих форм наряду с корразией принимает участие также дефляция.

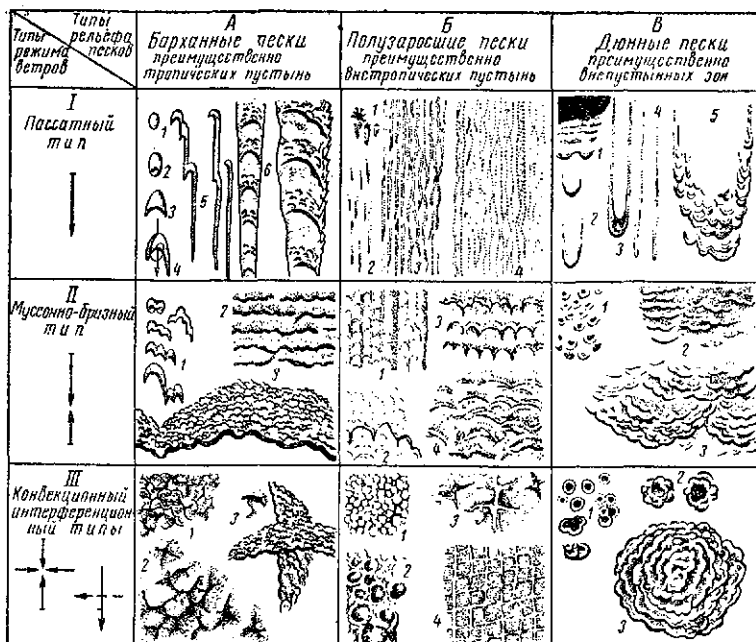


Рис. 86. Формы рельефа песков различных категорий (по Б. А. Федоровичу):

А — барханные пески (преимущественно тропических пустынь). **I** — пассатный тип (при ветрах одного или близких направлений): 1 — песчаный щит; 2 — эмбриональный бархан; 3 — серповидный симметричный бархан; 4 — несимметричный бархан; 5 — продольные ветру барханные гряды; 6 — комплексные продольные барханные гряды; **II** — муссонно-бризный тип (при ветрах противоположных направлений): 1 — групповые барханы; 2 — простые барханные цепи; 3 — комплексные барханы; **III** — конвекционный и интерференционный типы (при системе равномерных ветров и при ветрах поперечных направлений): 1 — цирковые барханы; 2 — пирамидальные барханы; 3 — скрещенные комплексные барханы.

Б — полузаросшие пески (преимущественно внетропических пустынь). **I** — пассатный тип: 1 — прикустовые косички; 2 — мелкие грядки; 3 — грядовые пески (продольные ветру); 4 — крупногрядовые пески; **II** — муссонно-бризный тип: 1 — грядоволнокустовые пески (при сильном преобладании ветров одного направления); 2 — лунковые пески; 3 — грядовидные поперечные гряды (при незначительном преобладании ветров одного направления); 4 — поперечные асимметричные гряды; **III** — конвекционный и интерференционный типы: 1 — ячеистые пески; 2 — крупноячеистые пески; 3 — пирамидальные пески; 4 — решетчатые пески.

В — дюнные пески (внепустынных зон). **I** — пассатный тип: 1 — приморский вал; 2 — параболические дюны; 3 — шпильковидные дюны; 4 — ярные продольные дюны; 5 — комплексные параболические дюны; **II** — муссонно-бризный тип: 1 — полукруглые мелкие дюны; 2 — полукруглые крупные дюны; 3 — полукруглые комплексные дюны; **III** — конвекционный и интерференционный типы: 1 — одиночные мелкие кольцевые дюны; 2 — групповые кольцевые дюны; 3 — комплексные циркульные дюны.

1. Барханы серповидные — одиночные и групповые. Перпендикулярны ветру. Наветренный склон пологий (до $10-15^\circ$), подветренный представляет собой склон осыпания крутизной в $32-34^\circ$. «Рога» барханов направлены вперед по ветру, причем левый рог часто бывает более удлинен. Встречаются обычно на плотном субстрате (на полях, такырах, солончаках, плато). Одиночные барханы движутся со скоростью десятков метров в год. Их высота несколько метров.

2. Барханные цепи. Перпендикулярны ветру. Представляют собой как бы слившиеся в ряды барханы. Склоны асимметричны, как у барханов. Гребень извилист, но «рога» могут отсутствовать. Развиваются в районах с большим количеством песка и в сплошных песках.

3. Клиновидные барханы. Склоны асимметричны; гребни пересекаются под острым углом, направленным по направлению равнодействующей развитых в местности различных ветров.

4. Оголенные гряды. Продольны ветру или вытянуты по равнодействующей ветров. Склоны иногда симметричны, на вершине часто асимметричны. Гребень почти прямой, тянется на сотни метров; иногда начинается от причлененного к ряду серповидного бархана. Наблюдаются все переходы от бархана с симметричными «рогами» к барханам с сильно удлиненным левым «рогом» и далее к почти прямолинейным оголенным грядам. Высота до 30 м.

5. Комплексные формы: барханы, барханные цепи и оголенные гряды. Состоят из комплекса названных форм низших классов размерности, как бы обволакивающих такие же формы высшей размерности. Наветренная сторона образована как бы чешуей из барханных цепей, постепенно поднимающихся все выше и обрывающихся единым откосом осыпания высотой до 40—70 м. Формируются в районах торможения особо сильных ветров.

Рельеф полузаросших малоподвижных песков

1. Бугристые и кучевые пески. Песчаные скопления в виде кос, бугров и куч у кустов пустынной растительности. Высота обычно не превышает 2—3 м, но иногда достигает 6 м и более.

2. Продольные ветру гряды. Развиваются в областях ветров одного направления или смены ветров близких направлений. Склоны гряд почти симметричны. Обычно гряды в основании сложены непереветренными песками, а сверху — плащом навевания. Высота от нескольких метров до нескольких десятков метров.

3. Поперечные ветру гряды. Аналогичны барханным цепям. Развиваются в областях торможения ветра. Склоны асимметричны.

ны; наветренный склон более пологий. Гребни извилисты; часты элементы грядовости, продольной ветрам.

4. Ячеистые пески. Развиваются в районах равномерных, в основном восходящих ветров. Состоят из относительно равномерно и тесно расположенных округлых блюдцевидных западин выдувания с неправильно бугристым рельефом перемычек. Нередко сочетаются с более высоким грядовым рельефом, что обусловлено наличием ветров различных направлений при преобладании одного или двух направлений.

5. Лунковые пески. Аналогичны клиновидным барханам. Состоят из дугообразных валов, обычно асимметричных, с глубокими котловишками выдувания в центре дуги. Развиваются в районах торможения ветров и смены противоположных ветров, с преобладанием одного направления, вдоль которого вытягиваются оси дуги.

6. Пирамидальные пески. Развиваются в районах интерференции вихревых движений, обусловленных орографическими причинами. Состоят из грядообразных гребней, расходящихся от центральных высоких узлов. Высота от нескольких десятков метров до 100—300 м.

Как ясно из приведенных характеристик, при описании отдельных эоловых форм важно отметить их очертания в плане, длину, ширину, высоту, ориентировку длинной оси по отношению к сторонам горизонта и господствующим ветрам, форму поперечного профиля и выраженность его асимметрии с дифференциацией пологого наветренного и более крутого подветренного склонов, угол падения склонов, характер гребня, степень оголенности песка на разных элементах форм, признаки продолжающегося перевевания песка. При наличии песчаной ряби отмечают ориентировку длинной оси песчаных волн и направление падения их более крутых сторон, указывающее направление ветра.

В результате перевевания песков вместе с навейными (аккумулятивными) положительными формами совершенно закономерно обособляются также отрицательные формы (межбарханные, межгрядовые, ячеистые понижения). Поэтому описывать их нужно взаимосвязанно. Одновременно отмечают закономерности группировки и сочетаний форм разных порядков, так как однородные по внешнему облику эоловые образования (серповидные барханы, продольные или поперечные гряды) могут быть в одном и том же районе весьма разными по размерам (высоте и занимаемой площади). Накладываясь друг на друга, формы разного порядка образуют сложный в плане и в профиле рисунок эолового рельефа, который отражает и своеобразие структуры воздушных потоков, и сложность истории развития земной поверхности.

Аналогичным путем характеризуют аккумулятивные эоловые формы (дюны), которые наблюдаются в областях гумидного

климата. Здесь также различают преимущественно поперечные дюны, возникающие в результате свободного перевесания естественно или искусственно оголенных песков, и продольные дюны, которые образуются в условиях прогрессирующего зарастания и закрепления песков. Согласно Б. А. Федоровичу, под воздействием господствующих ветров одного направления сначала образуются прямолинейные поперечные дюны. При поступательном движении они постепенно выгибаются вперед, по направлению ветра, так как их более увлажненные и быстрее зарастающие концы отстают от центральной части. В результате дюны приобретают в плане серповидную, а затем дугообразную и параболическую форму с концами («рогами»), обращенными не по ветру, как у барханов, а против ветра. Надежным критерием для определения направления господствующих ветров при этом остается форма поперечного профиля дюн с их пологим наветренным и крутым подветренным склонами. В дальнейшем образуются сильно вытянутые шпильковидные дюны, которые в случае разрыва ветром их передней дугообразной части превращаются в парные продольные гряды.

Сочетание ветров различных направлений способствует образованию кольцевых или циркульных дюн, сначала простых и одиночных, а потом все более сложных и групповых (комплексных).

Отмеченные стадии развития эолового рельефа полностью удается наблюдать далеко не всегда. Наиболее благоприятны для этого массивы песков, которые длительное время развевались в прошлом или перевеваются сейчас на обширных зандровых, аллювиально-террасовых или приморских равнинах. Однотипные эоловые формы бывают здесь самых разных размеров. Так, крупные параболические дюны нередко состоят из цепочки более мелких серповидных или дугообразных дюн. В этом сказываются не только своеобразие структуры воздушных потоков и продолжительность эоловых процессов, но также сложность и разнообразие подстилающей поверхности (ее рельеф, состав и распространение рыхлых наносов, распределение водоемов и растительного покрова). Все это приводит к тому, что эоловый рельеф в гумидных областях местами приобретает весьма прихотливый облик, превращаясь в скопления больших и малых гряд и бугров, в расположении и очертаниях которых с трудом улавливается какая-либо закономерность.

Чтобы вполне выяснить строение и развитие эолового рельефа, необходимо изучить слагающие его эоловые песчаные отложения. Эти отложения разделяются на перемещенные и непере-мещенные. К первому типу относятся пески, потерявшие связь с исходными материнскими породами вследствие переноса ветром на некоторое расстояние. Пески второго типа малоподвиж-

ные, не потерявшие пространственной связи с непереверенными материнскими породами (Сидоренко, 1956).

По сравнению с исходными песками и рыхлыми продуктами выветривания эоловые пески обеднены легкоразрушаемыми минералами (кальцит, полевые шпаты, роговая обманка, авгит, гипс) и обогащены устойчивыми (кварц, гранат, циркон, силиманит, андалузит, рутил, сфен, магнетит). В непереверенных песках общее количество листочков слюды, хлорита уменьшается. Содержание тяжелой фракции увеличивается. В перемещенных песках количество слюд и хлорита остается неизменным или даже несколько увеличивается. Содержание тяжелой фракции уменьшается.

В гранулометрическом составе эоловых песков улучшается сортировка. Состав непереверенных песков изменяется в сторону некоторого увеличения мелко- и среднесернистого материала. Резко уменьшается содержание пылеватых частиц. Состав перемещенных песков изменяется в сторону увеличения тонкозернистого и частично мелкозернистого материала. Резко уменьшается содержание крупнозернистых частиц.

У обеих категорий песков улучшается окатанность зерен. Количество полуокатанных и хорошо окатанных зерен возрастает. У твердых зерен вырабатывается блестящая полированная поверхность. Пески приобретают желтовато-коричневый цвет благодаря окрашиванию бесцветных зерен гидроокислами железа и потере темноцветных минералов (Сидоренко, 1956).

Наблюдаются заметные различия в гранулометрическом составе и степени окатанности материала на различных склонах эоловых форм. Подветренные склоны сложены более мелким и лучше окатытым песком, чем наветренные. По мере перемещения по ветру зерна становятся все более окатытыми и менее крупными. Чтобы уловить закономерность дифференциации эолового материала, пробы для анализа отбирают из различных элементов и форм эолового рельефа, учитывая направления господствующих ветров.

Слоистость эоловых песков не всегда бывает хорошо заметна. По В. Г. Ульсту, она чаще всего характеризуется волнистыми линиями, невыдержанностью направления волнистых линий и их параллельности, сменой углов падения одной и той же линии, срезанием одних волнистых линий другими. У дюн с полностью сформировавшимся профилем, не испытавших значительного перемещения, слоистость имеет форму пологоволнистых и слабоизогнутых серий, обращенных выпуклостью преимущественно кверху. Пересечение подобных серий наблюдается под острым, реже тупым углом. Мощные дюнные массивы, подвергнувшиеся длительному перевеванию с переотложением значительных масс песка, характеризуются крупными клиновидными сериями, пересекающимися под острыми углами. На подветренном склоне

дью отлагаются крутопадающие клиновидные серии, обращенные острием кверху.

Эоловым путем могут накапливаться также массы пылеватого материала. Пыль, уносимая ветром на большие расстояния от областей развевания, осаждаясь, образует лёссовые покровы и шлейфы, которые в смягченном виде повторяют формы погребаемого под ними рельефа. Согласно А. С. Кесь, при этом могут возникать и свои особые формы рельефа — лёссовые гряды и увалы, вытянутые в направлении господствующих ветров.

Проблема происхождения лёсса и сложенных им форм рельефа очень дискуссионна. Она может быть решена только путем применения комплекса разнообразных методов. Необходим детальный анализ литологического строения лёссовых толщ в их соотношении с рельефом. Об эоловом генезисе исходного мелкозема могут, в частности, свидетельствовать минеральный состав частиц, который указывает только на эоловую транспортировку материала из соответствующей питающей провинции, преобладание первичных пылеватых частиц, высокая степень окатанности зерен диаметром от 0,1 до 0,01—0,02 мм, залегание лёсса на таких элементах и формах рельефа, которые заведомо не могли подвергаться воздействию каких-либо других факторов аккумуляции, кроме эолового, закономерности изменения свойств лёсса в зависимости от места и условий залегания, например закономерное изменение его гранулометрии, минерального и химического состава с удалением от областей развевания, и другие признаки.

В гумидных областях, особенно же в пустынях, многие эоловые формы очень молоды. Нередко они и теперь продолжают активно развиваться, так что их морфология и распространение обнаруживают теснейшую зависимость от современной динамики атмосферы. Но наряду с современными очень широко распространены реликтовые эоловые образования, которые свидетельствуют о том, что даже в пустынях деятельность ветра могла неоднократно прерываться, сменяясь этапами консервации, захоронения и частичного или полного разрушения ранее созданного рельефа. Путем изучения реликтовых форм и отложений судят о древних этапах развития земной поверхности и о той палеогеографической обстановке, которая в прошлом способствовала или препятствовала деятельности ветра.

Например, посредством анализа эолового рельефа восстанавливают характер атмосферной циркуляции, который бывает так отчетливо запечатлен в пластике перевеваемых песков в пустынях.

Чтобы сделать палеогеографические выводы, необходимо установить возраст эолового рельефа. Возраст аккумулятивных форм и коррелятивно связанных с ними дефляционных впадин можно определить путем изучения палеонтологических макро-

и микроостатков, содержащихся непосредственно в самих эоловых отложениях. Однако такие остатки крайне скудны. Гораздо чаще они встречаются в горизонтах, которые подстилают, перекрывают или разделяют эоловые отложения. Сюда относятся горизонты морских, речных, озерных осадков, погребенных почв, элювиальных образований.

Так, в восточной части Заунгузских Каракумов установлены две генерации крупных песчаных гряд (кыров), сохранившихся с плиоцена. Более древние гряды были законсервированы благодаря тому, что в конце плиоцена в условиях субтропического пустынного климата происходило образование красноцветных почв, сопровождавшееся выделением в почвенном карбонатном горизонте крупных и плотных известняковых конкреций. Местами обизвесткованные пески превращались в рыхлые песчаники. Местами же возникали кремневые желваки и окремненные песчаники. Более молодые верхнеплиоценовые гряды были закреплены почвенным гипсом (Федорович, 1960).

В стратиграфическом расчленении эоловых отложений большую помощь оказывают погребенные почвы. Они широко распространены в областях эоловой аккумуляции и потому позволяют восстанавливать древний эоловый рельеф и производить корреляцию геологических разрезов на больших площадях.

Для определения абсолютного возраста эоловых форм очень большое значение имеют остатки человеческой культуры, которые позволяют с большой точностью датировать этапы формирования эолового и неэолового рельефа в историческое время. Аналогичным путем, наблюдая следы работы ветра в местах существующих искусственных сооружений и населенных пунктов, изучают современную динамику эоловых форм и отложений.

Однако более основательное изучение современных эоловых процессов требует применения комплексной методики (см. гл. 10).

На основании результатов изучения эоловых форм, закономерностей их группировки и распространения судят о местной природной обстановке развития эолового рельефа, в частности о неотектонических движениях. Так, общие плавные возвышения и понижения земной поверхности, на которую как бы насажены эоловые формы, чередования песчаных массивов и глинисто-солончаковых впадин могут свидетельствовать соответственно о положительных и отрицательных новейших структурах. Вершинные части новейших поднятий бывают отмечены господством крупных грядовых форм — кыров, образованием дефляционных впадин, тогда как в периферических частях поднятий обычно наблюдается более мелкий грядовый и грядово-ячеистый рельеф.

**Основные генетические категории и морфологические
разновидности эолового рельефа**

Генетические категории рельефа различного таксономического ранга			Морфологические разновидности рельефа	
Аридного климата	Сыпучих песков (естественно или искус- ственно ого- ленных)	С поперечной по отношению к вет- ру ориентировкой форм	Дефля- ционный Аккумуля- тивный	Межбарханные кот- ловины Щитовые дюны, барханы, барханные цепи, комплексные барханы, комплекс- ные барханные цепи
		С продольной по отношению к вет- ру ориентировкой форм	Дефля- ционный Аккумуля- тивный	Межгрядовые по- нижения, котловины Продольные бар- ханные гряды про- стые и комплексные
	Закреплен- ных и полу- закреплен- ных песков	При ветрах пре- обладающего од- ного направления или резко выра- женной равнодей- ствующей	Дефля- ционный Аккумуля- тивный	Межгрядовые по- нижения, продольные котловины Продольные гряды разной величины
		При ветрах раз- ных, в том числе взаимно перпен- дикулярных, нап- равлений	Дефля- ционный Аккумуля- тивный и дефляцион- но-аккумуля- тивный	Котловины, ячеи Решетчатый, яче- исто-грядовый, гря- дово-ячеистый
		При равномер- ных, в основном восходящих, вет- рах, обусловлен- ных конвекцией, орографическими препятствиями и интерференцией воздушных пото- ков	Дефля- ционный Аккумуля- тивный	Котловины, ячеи Пирамидальные пески простые и комплексные
		При торможении основных ветров орографическими преградами или при встречных по- токах ветров	Дефля- ционный Аккумуля- тивный	Лупковые пески, поперечные котлови- ны Клиновидные бар- ханы, поперечные ветру гряды, наваян- ные песчаные плащи, покровы

Генетические категории рельефа различного таксономического ранга			Морфологические разновидности рельефа	
		При торможении ветров растительностью	Дефляционный Аккумулятивный	Межкучевые, межбугровые западины Прикустовые песчаные кучи, бугры, косы (притамарисковые, присаксауловые, причиевые и др.)
В каменных породах		С поперечной и нейтральной по отношению к господствующим ветрам ориентировкой форм	Дефляционный и корразионный Аккумулятивный	Западины, котловины, гамады, ветроустойчивые отмостки Крупная рябь
		С продольной по отношению к ветрам ориентировкой форм	Дефляционный и корразионный рельеф Аккумулятивный	Ниши, продольные западины, котловины
В пылевато-глинистых породах и солончаках		С поперечной и нейтральной по отношению к ветрам ориентировкой форм	Дефляционный Аккумулятивный	Гравийно-галечные кучи, косы, бугры Западины, котловины
		С продольной по отношению к ветрам ориентировкой форм	Дефляционный Аккумулятивный	Бугры, кучи, поперечные увалы, лёссовые покровы Ярданги, продольные западины, котловины
				Продольные косы, гряды, лёссовые гряды, увалы
Неаридного климата	Сыпучих песков, естественно или искусственно оголенных (долинных, береговых, задровых)	С поперечной и нейтральной по отношению к господствующим ветрам ориентировкой форм С продольной по отношению к ветрам ориентировкой форм	Дефляционный Аккумулятивный Дефляционный Аккумулятивный	Междюнные понижения, котловины Кучи, бугры, кучугуры, поперечные прямолинейные дюны, параболические дюны Межгрядовые понижения, котловины Продольные гряды, шпильковидные дюны, парные продольные гряды

Генетические категории рельефа различного таксономического ранга			Морфологические разновидности рельефа	
В слабо связанных пылевато-глинистых породах, естественно или искусственно оголенных	При ветрах разных направлений	Дефляционный Аккумулятивный	Ячеи, западины Кольцевые дюны, циркульные дюны простые и сложные	
	С поперечной и нейтральной к господствующим ветрам ориентировкой форм	Дефляционный Аккумулятивный	Западины, котловины Кучи, бугры, косы, лёссовые покровы	
	С продольной к господствующим ветрам ориентировкой форм	Дефляционный Аккумулятивный	Продольные западины, котловины Продольные косы, гривы, гряды	

ИЗОБРАЖЕНИЕ ЭОЛОВОГО РЕЛЬЕФА НА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

Эоловый рельеф принято классифицировать по разным признакам. Можно различать эоловый рельеф областей аридного и неаридного климата, рельеф сыпучих (подвижных) и закрепленных (неподвижных и малоподвижных) песков, рельеф, сформированный на каменистых и пылевато-глинистых породах, рельеф с продольной и с поперечной ориентировкой форм по отношению к господствующим ветрам, рельеф дефляционный, корразионный и аккумулятивный (Щукин, 1938; Федорович, 1940 и др.). Если все эти признаки сочетать в одной классификации, то можно различать следующие соподчиненные друг другу категории эолового рельефа (табл. 15).

На геоморфологических картах эоловый рельеф обозначают цветным фоном, различая интенсивностью тона формы активно-перевозимые современные и формы закрепленные разного возраста. Морфологические отличия аккумулятивных песчаных форм изображают рисунком точечного крапа и штрихов (Спирidonов, 1952). Этот способ был предложен Б. А. Федоровичем и реализован им для географических, топографических и геоморфологических карт. Он позволяет наглядно показать все основные морфогенетические разновидности рельефа песков (рис. 86).

Крап наносят с помощью аэрофотоснимков, стараясь передать рельеф песков возможно точнее и правдоподобнее. На кар-

тах крупного масштаба этот рисунок может полностью соответствовать истинным размерам и морфологии эоловых форм. На картах более мелкого масштаба точечный рисунок рельефа становится полностью внесмащтабным. Сплошными или прерывистыми линиями (стрелками) целесообразно показать направления господствующих и сезонно сменяющихся ветров (рис. 87).



Рис. 87. Карто-схема рельефа песков (по Б. А. Федоровичу):

1 — склоны гор; 2 — обрывы плато и кузст; 3 — море; 4 — гидрографическая сеть; 5 — конусы выноса; 6 — направления господствующих ветров; 7 — турбулентность ветров в районах торможения и пересечения орографических рубежей; 8 — солончаки районов разветвления.

Оголенные пески: 9 — барханы; 10 — барханные цепи; 11 — комплексные барханы; 12 — барханные гряды продольные ветру; 13 — оголенные песчаные пирамиды.

Полузаросшие пески: 14 — песчаные гряды продольные ветру; 15 — грядово-ячеистые пески; 16 — луночные пески; 17 — поперечные гряды; 18 — ячеистые пески; 19 — пирамидальные полузаросшие пески; 20 — лесовые гряды.

Если эоловый рельеф развит неполно и спорадически, осложняя поверхности другого происхождения (например, поверхности речных террас, аллювиальные или задровые равнины), цветным фоном обозначают генезис основного рельефа. На этом фоне значками и крапом выделяют отдельные эоловые формы рельефа.

ИЗУЧЕНИЕ МОРСКИХ БЕРЕГОВ И ФОРМ РЕЛЬЕФА ПОБЕРЕЖИИ

Морское побережье — это полоса поверхности литосферы, в пределах которой распространены как современные, так и древние четко выраженные в рельефе береговые формы. Полно развитое побережье состоит из трех зон: 1) надводной зоны с древними относительно приподнятыми береговыми формами, 2) современной береговой зоны, состоящей из современного берега и подводного берегового склона, и 3) подводной зоны с древними относительно погруженными береговыми формами.

Генетическое единство рельефа побережья требует, чтобы геоморфологические исследования в его пределах проводились по единой методике с одинаково подробным изучением как надводной, так и подводной его частей. Это особенно касается береговой зоны, так как развитие берега и подводного берегового склона происходит взаимосвязанно за счет единого потока энергии — волн и течений. Поэтому практика полевых геоморфологических исследований на побережье включает большой объем различного рода подводных наблюдений. Для этого экспедиции снабжаются специальным снаряжением и оборудованием. Сюда входят: штурманское оборудование (набор навигационных карт, лотии, секстаны и пр.), оборудование для сбора образцов донных наносов (дночерпатели, лебедки и пр.), водолазное снаряжение (акваланги, компрессоры, гидрокостюмы и пр.), оборудование для эхолотирования, для бурения (вибропоршневые трубки и пр.), снаряжение для подводной фотосъемки, шлюпочное оборудование.

Методика подводных и надводных исследований на побережье рассматривается в специальных методических руководствах, в статьях и монографиях о морфологии и развитии морских берегов (Леонтьев, 1961; Зенкович, 1962; Буданов, 1964 и др.). Эти исследования имеют очень важное теоретическое и практическое значение (при решении задач портостроения, берегоукрепления, навигации, рыболовства и пр.). Поэтому они очень широко проводятся на берегах морей нашей страны и зарубежных стран.

В данной главе рассматривается методика геоморфологических исследований главным образом в надводной зоне побережья, включая и современный берег. Хотя в дальнейшем идет речь лишь об изучении форм морского происхождения, необходимо помнить, что геоморфологические исследования охватывают рельеф побережья полностью во всем многообразии его форм и генетических связей. Основой для изучения и правильного понимания форм морского происхождения и современных береговых процессов служат данные о всей природной обстановке по-

бережья с прилегающими частями суши и моря: о геологическом строении, рельефе, климате, жидком и твердом стоке с суши, гидродинамике прибрежной зоны моря.

Полевые геоморфологические маршруты прокладывают так, чтобы наряду с полевой геоморфологической картой обеспечить построение серии поперечных разрезов (профилей) и сводного продольного разреза побережья с нанесением продольных профилей всех древних береговых линий. На всех этапах работы широко используют аэрофотоматериалы, на которых отчетливо дешифрируются формы не только надводного, но даже подводного рельефа береговой зоны и некоторые гидродинамические особенности прибрежной полосы (например, волновой режим).

ИЗУЧЕНИЕ ФОРМ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ

В формировании рельефа береговой зоны основную роль играют морские волны ветрового происхождения. Однако местами, где деятельность волн ослаблена, наблюдаются формы рельефа, обусловленные неволновыми процессами (течениями, приливами, сгонно-нагонными явлениями, деятельностью организмов). Таким образом, различают две основные категории рельефа морского происхождения: рельеф, созданный волновыми процессами, и рельеф, созданный неволновыми процессами.

Рельеф волнового происхождения формируется в береговой зоне, которая состоит из надводной части — подзоны прибоя и из большей по ширине подводной части — подзоны волнового воздействия на подводный береговой склон. Там, где волны разрушают коренные породы и удаляют обломочный материал, т. е. осуществляют абразионную деятельность, формируется абразионный рельеф. Там же, где происходит накопление рыхлых наносов, формируется аккумулятивный рельеф.

Морфологические результаты волновых процессов сильно зависят от уклона поверхности береговой зоны. У приглубых берегов (со средним уклоном $>0,03$) наносы оттягиваются к основанию подводного склона, а в верхней его части волны свободно воздействуют на коренные породы, вызывая абразию. У отмелей берегов (со средним уклоном $0,01$) наносы выбрасываются на мелководье, образуя аккумулятивные береговые формы (Зенкович, 1962). Однако отмеченная закономерность в природе нередко нарушается, так как работа волн зависит еще от насыщенности береговой зоны наносами. Если наносов мало, то абразия может происходить и на отмелях берегах. Поэтому закономерности распространения абразионных и аккумулятивных форм изучают в зависимости не только от первичных и от сложившихся в настоящее время уклонов в береговой зоне, но также от количества наносов, поступающих в береговую зону, и от ряда других факторов.

Абразионные береговые формы состоят из следующих двух основных элементов: абразионного обрыва (уступа), или клифа, и абразионной террасы, или бенча.

Клиф образуется вследствие разрушительной деятельности прибоя у самого основания надводного берегового склона. Развитие и внешний вид клифа зависит от воздействующих на него морской абразии и склоновых процессов, на которые, в свою очередь, накладывают отпечаток физико-химические свойства и условия залегания материнских горных пород, а также общая природная обстановка в береговой зоне.

Деятельный клиф, испытывающий воздействие морского прибоя, имеет вид уступа, в основании которого наблюдается прибойная ниша. В местах выхода скальных коренных пород он бывает особенно четко выражен, имея характер обрывистой и местами нависающей стенки обвального или осыпного срыва. Если породы, слагающие склон, рыхлые, то клиф под влиянием обвально-осыпных, оползневых или солифлюкционных процессов приобретает форму несколько выположенного откоса. Такие клифы следует называть абразионно-обвальными, абразионно-осыпными, абразионно-оползевыми или абразионно-солифлюкционными.

Отмерший (недеятельный) клиф, находящийся вне сферы воздействия прибоя даже во время штормов, развивается под воздействием исключительно склоновых процессов. С течением времени он утрачивает черты абразионного уступа, превращаясь в более или менее сильно расчлененный и сложенный склон.

Во время полевых исследований устанавливают, где клиф деятельный и где отмерший. Отмечают его форму в поперечном профиле, высоту, крутизну, детали морфологии в зависимости от состава, физико-химических свойств и условий залегания горных пород, от интенсивности морской абразии и характера склоновых процессов, наличие прибойной ниши, шлейфа из снесенных сверху горных пород. У деятельного клифа этот шлейф временный, постоянно разрушаемый морским прибоем, часто состоит из грубых обломков, свалившихся сверху в результате обвалов и осыпей. У отмерших клифов развивается постоянный шлейф, в разрезе которого зафиксированы этапы преобразования абразионного уступа под воздействием склоновых процессов.

По комплексу указанных признаков составляют характеристику клифа, определяют его генетический тип, под которым данный клиф выделяют на геоморфологической карте.

Бенч, или абразионная терраса, развивается у основания клифа по мере его попятного отступления под воздействием волн. Непосредственно с поверхностью бенч сложен коренными породами или же прикрыт маломощным прерывистым слоем обломков, которые удаляются вследствие продольного или поперечного перемещения наносов. В зависимости от характера пород, за-

легающих на поверхности, различают бенч известняковый, глинистый, глыбовый и т. д.

Абразия коренных пород создает в надводной части бенча и в основании клифа своеобразные формы микро- и мезорельефа, характер которых зависит от состава, прочности и текстуры пород. Под ударами волн массивные породы (кристаллические, неслоистые известняки и др.) выдалбливаются и шлифуются, тогда как из трещиноватых пород выламываются отдельные куски. Соответственно можно различать формы выдалбливания и формы выламывания (Зенкович, 1962). В образовании тех и других большую роль играет корразия, т. е. механическое воздействие (удары и истирание) переносимых волнами твердых обломков. Кроме того, в местах выходов известняков и других растворимых горных пород образуются коррозионные формы.

Изучая местные частные проявления абразионного процесса, устанавливают морфологический облик и размеры форм мезо- и микрорельефа (в виде котлов, ям, каналов, ложбин, ниш, гротов и пр.), закономерности их распределения, характер и выраженность специфических абразионных форм в подводной части бенча. Вместе с тем изучают бенч в целом, его форму в поперечном профиле, ширину, уклоны в надводной и подводной частях, состав и распределение наносов.

Для непосредственного изучения наиболее доступен пляж, т. е. скопление обломочного материала в зоне прибоя. Однако в случае преобладания абразионной деятельности моря пляж нередко отсутствует или недостаточно развит.

Аккумулятивные береговые формы образуются в местах относительно устойчивого длительного накопления морских наносов. При изучении их генезиса различают береговые формы, обусловленные: а) продольным перемещением наносов; б) поперечным перемещением наносов (Леонтьев, 1961; Зенкович, 1962 и др.).

Формы, обусловленные береговым и донным продольным перемещением наносов, возникают вследствие падения скорости и емкости потока наносов¹, что влечет за собой полное или частичное отложение влекомого материала. В результате образуются аккумулятивные формы: террасы, косы, переймы, пересыпи, состоящие из серий береговых валов.

Формы, обусловленные донным поперечным перемещением наносов, это пляжи, аккумулятивные террасы, береговые бары, аккумулятивные острова.

При детальном изучении аккумулятивных форм устанавливают следующие их морфологические признаки (Зенкович, 1962): 1) очертания в плане и характер сочленения с коренным

¹ Под емкостью потока наносов понимают максимальное количество рыхлого материала, которое волны способны переместить через данный створ за год.

берегом; 2) ориентировка относительно элементов коренного берега (симметричные и скошенные); 3) положение — на открытом берегу, в бухтах, у островов и за островами, для форм в бухтах положение при устье, в средней части или в вершине; 4) второстепенные морфологические признаки (изогнутость пересыпей, а для кос — также степень изогнутости и направление, например внутрь залива, к устью); наличие крючкообразных изгибов, вторичных форм на тыльной стороне и пр.; 5) размеры форм и количественные показатели их очертаний (отношение длины к ширине, мощность подводного цоколя и пр.).

Наряду с морфологическими выясняют также динамические и генетические признаки форм: 1) их мобильность; 2) механизм роста (волновой или при участии также течений); 3) основной процесс поступления материала (донный, продольное перемещение, смешанное поступление); 4) источники питания: абразия берега, размыв дна, поступление аллювия, органогенный, эоловый материал; 5) причины аккумуляции: а) при поперечном перемещении наносов — выработка профиля равновесия или его перестройка, б) при продольном перемещении — заполнение входящего угла, огибание выступа, внешняя блокировка, падение энергии волнового поля; 6) стадия развития: зачаточные формы, полного развития, отмирающие, реликтовые, регенерированные и т. д.

По морфологическим признакам, а также в зависимости от основных путей миграции и подачи береговых наносов В. П. Зенкович различает несколько категорий аккумулятивных форм, показанных на рис. 88. Морфологические черты аккумулятивных форм позволяют судить о некоторых особенностях их происхождения, развития и современной динамики. Так, направление потока наносов указывают: направление роста кос, отклонение устья небольших рек, заполнение наносами входящего угла береговой линии, увеличение ширины аккумулятивной полосы.

Многие важные страницы истории развития берегов запечатлены в формах мезо- и микрорельефа аккумулятивных форм. Большинство их несет на своей поверхности многочисленные береговые валы. В полосе пляжа валы современные, оставленные после штормов или волнений убывающей силы, а дальше за пляжем — реликтовые, свидетельствующие о прежнем положении береговой линии. Местами они образуют несколько возрастных генераций, ориентированных в различных направлениях или срезающих одна другую. Изучение расположения береговых валов путем непосредственных полевых наблюдений и с помощью аэрофотоснимков позволяет составить представление о последовательных фазах нарастания аккумулятивных форм, о развитии береговой линии и береговой зоны в целом.

Вместе с морфологией аккумулятивных форм изучают их геологическое строение, что позволяет существенно дополнить и

уточнить выводы по истории развития и динамике береговой зоны, сделанные на основании одних только морфологических наблюдений. Это изучение показывает, что в морских наносах преобладают терригенные обломки, петрографический состав которых зависит от геологического строения разрушаемых берегов

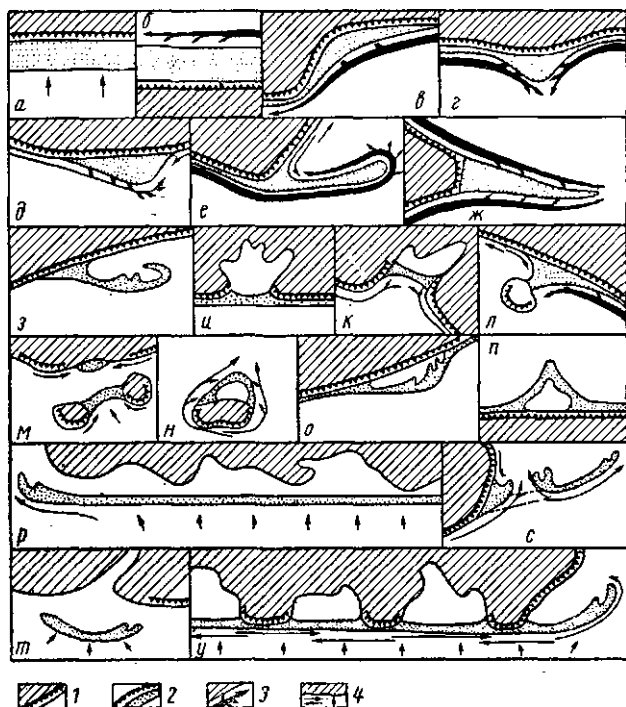


Рис. 88. Типы аккумулятивных береговых форм (по В. П. Зенковичу).

Примкнувшие: а — терраса донного питания; б — то же, вдольберегового питания; в — терраса, заполняющая вогнутость; г — симметричный выступ двустороннего питания; д — асимметричный выступ одностороннего питания. Свободные: е — коса (одностороннее питание); ж — стрелка (двустороннее питание); з — коса у ровного берега. Замыкающие: и — пересыпь в устье бухты; к — пересыпь в средней части бухты; л — перейма; м — межостровная перейма.

Окаймляющие: н — скрюковидная коса (двустороннее питание); о — петлевидная коса (двустороннее питание); л — симметричная двойная окаймляющая коса.

Отделенные: р — береговой бар; с — аккумулятивный остров, возникший при разрыве тела косы; т — аккумулятивный остров, созданный в устье рски на материале донных наносов; у — береговой бар, прижатый к выступам берега;

1 — материковая суша и активный клиф; 2 — отмерший клиф и берег, окаймленный пляжем; 3 — поток наносов и подача материала к берегу и в сторону моря; 4 — миграция наносов вдоль края аккумулятивной формы и подача материала со дна.

и от состава материала, приносимого реками. Встречаются включения и прослои цельных раковин моллюсков или продуктов их измельчения. Скопления раковин отмерших моллюсков образуют особый тип наносов — ракушу, а битых раковин — ракушечный детритус. В состав биогенных компонентов нередко входят также обломки известковых водорослей, кораллов, игл морских ежей, члеников морских лилий, известковых трубочек некоторых видов червей, кремневые остатки некоторых организмов и др. Хемогенные частицы встречаются значительно реже. К ним относятся известковые оолиты, глауконит, различные конкреции.

Прибрежные отложения представлены главным образом крупнообломочным материалом — валунами, галечниками, гравием, крупнозернистыми песками. Чем более круты и приглубы берега, тем крупнее обломки береговых наносов. На отмелях берегах, наоборот, могут отлагаться тонкие по составу наносы — алевроит и даже ил. Накоплению мелкозема способствует мощный принос тонких частиц реками, отчленение от открытого моря мелководных заливов, лагун.

Галечники и конгломераты состоят из хорошо окатанных галек. Максимальное количество их имеет коэффициент окатанности около 300, количество очень высоко окатанных галек превышает 10%, количество слабо окатанных — переменное. Характерна повышенная уплощенность и слабая дисимметрия. Коэффициенты дисимметрии, изометричности и уплощенности прибрежных морских галек равны соответственно 0,5—0,6, до 3,2 и 0,1—0,5 (Саркисян и Климова, 1955; Вистелиус, 1960)¹. Плоские поверхности галек полого наклонены в сторону моря, а длинные оси вытянуты преимущественно вдоль береговой линии.

Наиболее распространены в береговой зоне песчаные наносы, но они в основном имеют не морской, а субаэральный генезис (Леонтьев, 1961). Источником для них служат рыхлые песчаные породы берегов и выносы рек. Благодаря длительному перетолжению зерен пески обычно хорошо сортированы. В них почти отсутствует примесь пылеватых частиц.

Одновременно с сортировкой наносов по крупности происходит сортировка материала по минералогическому составу. На минеральный состав песков, так же как алевроитов и глин, большое влияние оказывают физико-географические условия, геологическое строение и рельеф береговой полосы, крупность зерен, их удельный вес и степень волнового воздействия на нанос, первичные размеры зерен различных минералов в материнской породе, их способность к истиранию и дроблению при переносе.

По данным Е. Н. Невесского, наиболее тяжелые минералы (циркон, гранат, магнетит, ильменит, сфен и др.) скапливаются

¹ Следует учитывать, что уплощенность морских, как и речных, галек может быть вызвана плитчатостью материнских горных пород.

на сравнительно небольших глубинах от 0 до 3—4 м. Легкие минералы (хлорит, мусковит, биотит) преобладают на глубинах 10—20 м. Минералы среднего удельного веса (турмалин, роговая обманка, эпидот и др.) накапливаются преимущественно на глубинах от 4 до 10 м. Эта общая закономерность, которая установлена на примере западного побережья Каспия, может изменяться или осложняться с изменением природных условий, рельефа дна и очертаний берегов.

Общая схема распределения минералов по фракциям гранулометрического состава наносов рисуется Н. М. Страховым так. Максимум легких минералов приурочен к фракциям среднего и мелкого песка и в меньшей степени алеврита. Относительно более легкие, но твердые тяжелые минералы (турмалин, эпидот, ставролит) скапливаются в фракции среднего песка — мелкого алеврита, но максимума содержания достигают в мелком песке и крупном алеврите. Относительно более тяжелые, но мягкие (циркон, апатит, рудные минералы), характерны скорее для алевритовой, чем мелкопесчаной фракции. Эта схема сильно варьирует в зависимости от конкретных условий.

Крупные песчаные зерна обычно бывают хорошо окатаны, поверхность их сглаженная, блестящая. Но чем мельче частицы, тем медленнее и меньше они окатываются. Частицы крупностью 0,2—0,5 мм обычно окатаны хуже, чем зерна крупного песка, а мелкие песчинки (0,2—0,1) и частички алевритовой фракции нередко совсем неокатаны (Леонтьев, 1961).

Для прибрежных песчаных отложений характерна пологая перекрестная слоистость, обусловленная перемещением береговых валов и отложением песчаного материала на пологой поверхности пляжа. Однако этот тип слоистости видоизменяется на различных элементах береговой полосы. Например, слоистость баров отличается от слоистости приливо-отливных участков. На пластовых поверхностях прибрежных песков нередко встречаются волноприбойные знаки.

Путем изучения морских отложений по комплексу литологических признаков и выяснения закономерностей их распространения на изучаемой территории устанавливают пути перемещения наносов в настоящее время и в разные отрезки геологического прошлого, местные динамические условия накопления наносов и образования аккумулятивных береговых форм (роль волнения, сгонно-нагонных течений и пр.). Например, закономерное изменение медианного диаметра и хорошая сортированность отложений северо-западного побережья о. Чечень и района взморья восточного побережья Аграханского полуострова указывают на то, что основным фактором перемещения и сортировки наносов здесь является морское волнение. На другом участке акватории наносы сортированы плохо, закономерного изменения медианного диаметра в зависимости от глубины не наблюдается,

гистограммы распределения фракций двухвершинные. Это свидетельствует об отсутствии равновесия между составом наносов и гидродинамическими условиями, о сложности гидродинамической обстановки и разнородности компонентов наносов. Здесь наблюдаются переменные нагонные и сточные течения, обуславливающие поступление различного материала. В третьем участке до глубины 1,5—2,0 м медианный диаметр увеличивается, а затем закономерно уменьшается. Это указывает на большую роль вдольберегового перемещения наносов (см. рис. 34).

В формировании рельефа береговой зоны подчиненную роль играют некоторые неволновые процессы: к ним относятся приливо-отливные, стонно-нагонные явления, морские течения. В результате колебаний уровня моря и движений морской воды возникают ватты — илистые, лишенные растительности поверхности осушки во время отлива, марши — заболоченные поверхности осушки, поверхности ветровой осушки с характерными «эрозионными» и аккумулятивными формами и др. Неволновые аккумулятивные поверхности (равнины) создаются на дне мелководных открытых заливов, современных и реликтовых лагун.

При изучении всех этих форм выясняют конкретные местные условия их возникновения и развития (причины и амплитуда колебаний уровня моря, размеры перемещений береговой линии), состав наносов, детали морфологии и распространение форм в полосе осушки.

Закономерности развития, группировки и распространения береговых форм находятся в зависимости от очертаний береговой линии, которая, изменяясь, сама оказывает обратное воздействие на весь ход морских береговых процессов. Поэтому отдельные абразионные и аккумулятивные формы береговой зоны изучают вместе с очертаниями (изрезанностью) береговой линии в плане. Различают извилистые (бухтовые) и ровные берега.

Бухтовые берега состоят из отдельных выступов (мысов, полуостровов) и бухт (заливов). Крупные извилины (неровности) береговой линии обычно бывают осложнены целым рядом неровностей более мелких порядков. При описании таких берегов устанавливая плановые очертания береговой линии с выявлением характерных ее морфологических черт и направлений, определяют размеры выступов и бухт разных порядков, их ширину, амплитуду расчленения или глубину вреза бухт относительно вершин прилегающих выступов. Важными морфологическими признаками отдельных бухт (мысов) являются: соотношение ширины и глубины вреза, форма в плане (в виде широкого клина, узкого, глубоко вдающегося в сушу залива и пр.), прямолинейность или извилистость, наличие второстепенных разветвлений. Для сравнения извилистости береговой линии в раз-

ных участках морского побережья определяют количество бухт на единицу длины полосы побережья.

Выясняя причину образования бухтовых берегов, прежде всего рассматривают возможность их ингрессионного происхождения. Такие берега, как известно, повторяют многие характерные черты рельефа затопленной суши. К ним относятся фиордовые, шхерные, риасовые, далматинские, лиманные и другие берега, ингрессионный характер которых выявляется не только по очертаниям береговой линии, но также по наличию хорошо сохранившихся на дне моря недавно затопленных форм континентального происхождения, продолжающихся и в сухопутной части побережья (фиордов, бараньих лбов, речных долин, водораздельных хребтов, кряжей, увалов и др.).

Бухтовые берега возникают и при устойчивом положении береговой линии благодаря воздействию морской абразии. Их формированию способствуют чередование вдоль берега пород различной прочности и неодинаковая высота прилегающей суши, в свою очередь обусловленная эрозионным расчленением рельефа. В этом случае даже ровный приглубый берег в результате его неравномерного разрушения становится бухтовым, а при очень дробном расчленении — мелкобухтовым и зубчатым. Такие берега по своему профилю, плановым очертаниям и процессу формирования легко отличаются от бухтовых берегов ингрессионного происхождения. В частности, все абразионные бухты — открытые, т. е. такие, в которых волны свободно проникают до самой вершины и способны производить свою обычную работу по разрушению коренных пород и аккумуляции наносов. В вершинах абразионных бухт прослеживается полоса пляжа, которая на мысах суживается или даже почти полностью выклинивается. Ингрессионные бухты часто закрытые, т. е. относительно узкие, глубоко вдающиеся в сушу, извилистые, нередко блокированные островами, так что волны открытого моря проникают лишь в устьевую и среднюю части заливов, где их энергия полностью иссякает.

Бухтовые берега отличаются сложным чередованием абразионных и аккумулятивных форм. Это объясняется тем, что в разных участках береговой зоны условия для работы волн очень разнообразны. Большое влияние оказывают: а) сопротивляемость пород разрушающему действию волн; б) высота берегового обрыва; в) экспозиция отдельных участков берега (благодаря явлениям внешней блокировки, а также рефракции волн различные участки берега подвергаются атакам разной силы); г) угол, который составляют участки берега с господствующим направлением волн; этот фактор определяет направление и различную интенсивность продольного перемещения наносов; д) угол наклона дна; вследствие изменений величины наклона берег может стать аккумулятивным или абразионным

и характеризоваться различной интенсивностью волновых процессов (Зенкович, 1962).

Изучая закономерности распространения, морфологии и развития отдельных отрезков берега в зависимости от указанных факторов, сопоставляя очертания современной и древних береговых линий, устанавливают общий ход эволюции и стадию развития бухтового берега на пути к полному ее выравниванию.

Выровненные берега — это результат длительного преобразования первичных бухтовых берегов под воздействием волновых процессов. Различают абразионные, аккумулятивные и абразионно-аккумулятивные выровненные берега.

Абразионные берега сформировались благодаря разрушительной деятельности моря и поэтому на всем своем протяжении сопровождаются клифом и узкой полосой пляжа. В случае разрушения рыхлых (например, глинистых) пород они весьма прямолинейны или описывают плавные дуги большого радиуса. Если же берега сложены прочными породами, то даже в стадию предельного выравнивания они могут сохранять элементы первичного расчленения контура береговой линии.

Аккумулятивные берега на всем протяжении сложены морскими наносами и сопровождаются аккумулятивными береговыми формами. В плане береговая линия образует плавные дуги или может быть вытянута по прямой на десятки и сотни километров.

Абразионно-аккумулятивные берега выделяют в тех местах, где наблюдается чередование сравнительно коротких абразионных и аккумулятивных отрезков. Такие берега наиболее разнообразны и сложны по своей морфологии и по происхождению. В тылу кос и пересыпей сохраняются реликты форм древнего расчленения, а местами отдаленные от открытого моря акватории в виде лиманов, лагун и озер.

При изучении выровненных берегов характеризуют их современные очертания в плане, морфологический облик и протяженность абразионных и аккумулятивных отрезков, интенсивность и результаты современной волновой деятельности, например признаки быстрого абразионного отодвигания клифа с образованием висячих долин временных водотоков, быстрый рост кос и пересыпей. Далее описывают следы предшествующих этапов развития береговой линии, когда она была более расчлененной: реликты элементов рельефа и осадков морского происхождения в стороне от современного берега, лиманы, лагуны и озера.

Особую генетическую категорию составляют первичноровные берега. Их прямолинейность представляет собой изначальное свойство данного побережья, на котором могут наблюдаться лишь слабые признаки преобразования под воздействием моря. Изучая такие берега, устанавливают, где они сбросового проис-

хождения, где возникли вследствие недавнего подтопления ровной поверхности суши или выходя из-под воды плоско-равнинного дна моря.

От первичноровных берегов следует отличать ровные структурно-абразионные берега. Они возникают вследствие абразионной препарировки на побережье ровных структурных поверхностей — контактов кристаллических и осадочных пород, поверхностей напластования устойчивых и менее прочных осадочных пород и др. В этом случае описывают сложившиеся структурно-литологические условия в зоне побережья, отмечая все то, что способствовало выработке ровного берега.

ИЗУЧЕНИЕ ДРЕВНИХ БЕРЕГОВЫХ ФОРМ НА ПОБЕРЕЖЬЕ

На побережье наблюдаются древние формы рельефа морского происхождения в виде валов, террас, абразионных и аккумулятивных равнин. Последовательное изучение этих форм во время полевых маршрутов с характеристикой их морфологических черт, количественных показателей, геологического строения коренных и морских отложений завершится построением серии поперечных профилей с определением высоты и возраста древних береговых линий.

В местах распространения аккумулятивных форм древние береговые линии проводят по основанию морского склона береговых валов, там же, где распространены абразионные террасы — по основанию клифов, т. е. по тыловому шву террас. О гипсометрическом положении древних береговых линий нельзя судить по высоте бровки морских террас, так как благодаря первичному наклону морского дна высота бровки может колебаться в значительных пределах. Если же береговые линии не сохранились, то их высотное положение находят приблизительно по кровле одновозрастных с ними прибрежных отложений.

На основании собранных материалов составляют продольный профиль (спектр) береговых линий, который позволяет сделать некоторые выводы об истории и условиях формирования рельефа побережья и особенно о причинах перемещений береговой линии (рис. 89). Как известно, перемещения береговой линии являются суммарным результатом проявления тектонического и эвстатического факторов, соотношения между которыми могут складываться по-разному. Раздельная оценка этих факторов довольно затруднительна. Можно полагать, что береговые линии, которые на большом протяжении сохраняют свою высоту, образовались вследствие повсеместного эвстатического понижения уровня моря. При этом, однако, остаются неясными причины этого понижения: уменьшение объема водной массы благодаря изменению климата или же увеличение объема морских и океанических впадин благодаря тектоническому прогибанию морского дна.

Безусловно, тектоническими причинами могут быть объяснены лишь дифференцированные деформации береговых линий, когда их высота изменяется от места к месту нередко в соответствии с наблюдаемыми на побережье древними тектоническими структурами. В этом случае путем сравнения деформаций разных береговых линий устанавливают, как тектонические движения развивались с течением времени по этапам от формирования одного берегового уровня к другому.

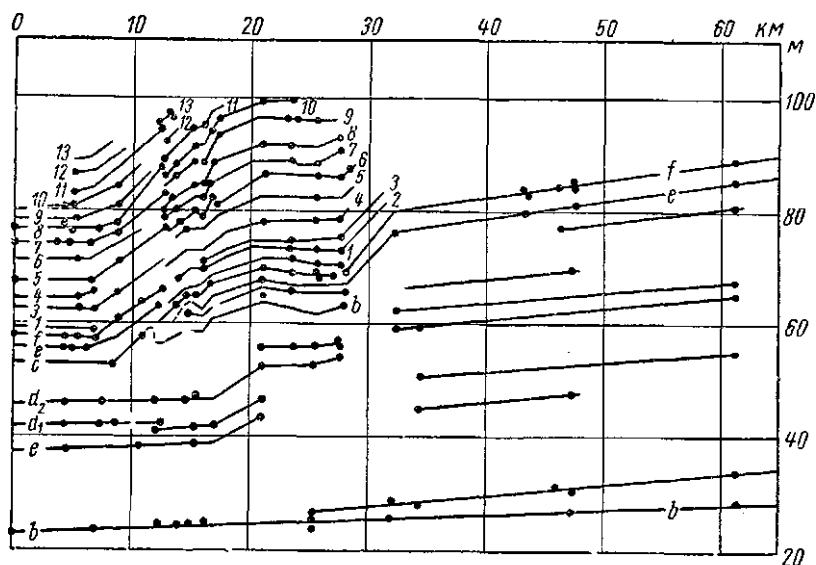


Рис. 89. Продольный профиль (синект) береговых линий на Рыбачьем полуострове (по Машнеру, согласно С. А. Яковлеву). Кружки — места замеров высоты береговых линий

Местами заведомо тектонически или изостатически приподнятые берега прослеживаются на одной высоте. Обычно это объясняется тем, что берег моря проходил по простираанию новейших структур и поэтому испытал равномерное поднятие. Тогда дополнительно изучают деформации морских террас в их поперечном разрезе. Для этого сопоставляют современный поперечный наклон поверхности террас с их первоначальным наклоном в стадии активного формирования на подводном береговом склоне.

О первичном наклоне поверхности террас судят по составу древних морских отложений, смене одних фаций другими, более глубоководными по мере удаления от берега. В местах интенсивных тектонических движений первичный уклон нередко оказывается заведомо менее значительным, чем тот, который наб-

людается в настоящее время. Например, поверхность верхнебакинской террасы в пределах Дагестана сильно изогнута в поперечном профиле. Береговая линия этой террасы находится на высоте около 250 м, а в 10—12 км от предгорий бакинские отложения опущены на 300 м ниже современного уровня Каспия. Следовательно, амплитуда высот здесь составляет 550 м, что отчасти отражает разность глубин древнего моря (100—150 м),

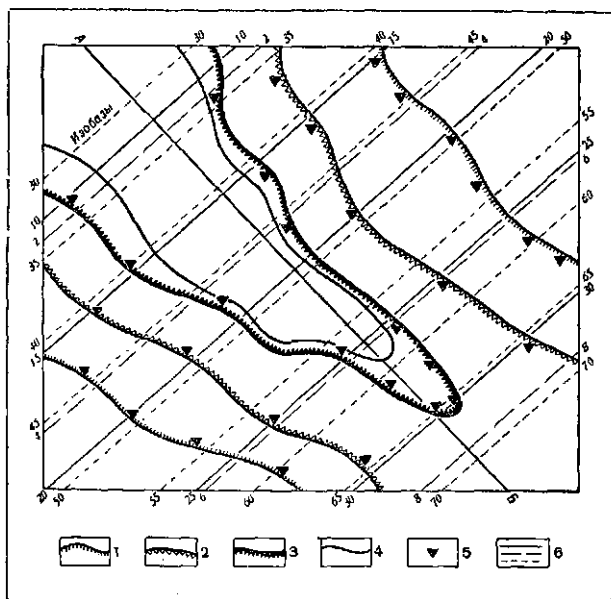


Рис. 90. Схема построения изобаз (по С. А. Яковлеву):

1 — древняя береговая линия; 2 — средняя береговая линия; 3 — новая береговая линия; 4 — береговая линия современного моря; 5 — пункты замера высоты береговых линий; 6 — изобазы, проведенные по разным береговым линиям; АБ — линия поднятия

но в большей степени вызвано новейшими движениями с амплитудой порядка 400—500 м (П. В. Федоров). Интересно, что береговая линия в этом районе почти не деформирована и по ней одной не удается установить резко дифференцированный характер тектонических движений в направлении, перпендикулярном к простиранию поднятия.

Сравнительно с профилем более полное пространственное представление о новейших структурах дает карта изобаз (рис. 90). На карту наносят высотные отметки береговой линии одного возраста, а затем точки, имеющие одинаковую высоту, соединяют изолиниями (изобазами), показывающими, как была

деформирована первоначальная горизонтальная плоскость береговой линии после ее образования. Своими высотными отметками и рисунком изобазы точно отражают морфологию и размеры тектонических структур, не говоря уже о том, что и возраст структур по палеонтологически охарактеризованным отложениям морских террас обычно определяется наиболее детально. Если же на один и тот же район составить несколько карт изобаз, проведенных по береговым линиям различного возраста, то путем сравнения этих карт можно установить, как с течением времени происходило тектоническое преобразование рельефа.

По серии расположенных одна над другой морских террас судят о характере относительных движений побережья во времени. Обычно их считают результатом колебательных движений побережья при общей тенденции к поднятию, что в общем случае является, по-видимому, результатом сочетания тектонического воздымания суши с эвстатическими (климатическими) колебаниями уровня моря. Однако образование террас происходит и при равномерном относительном поднятии, когда периодически изменяются некоторые физико-географические условия развития побережья. Если, например, на дневную поверхность выводится морское дно с различными уклонами в поперечном профиле, то на участках более крутого падения могут выработаться абразионные террасы. Чередование периодов усиления и ослабления твердого стока с суши в море в связи с изменениями климата также вызывает соответственно то ослабление, то усиление абразии с формированием лестницы морских террас. Одной из причин образования террасированного побережья при равномерном снижении уровня моря является неравномерность деятельности ветра (силы штормов) и волнения.

А. С. Ионин, П. А. Каплин, Б. А. Попов считают, что морские террасы чаще всего образуются при равномерном относительном поднятии суши, тогда как прерывистые поднятия, чередующиеся с временными относительными опусканиями, а также изменения физико-географических условий — лишь дополнительные, хотя и очень важные широко распространенные факторы.

Таким образом, не может быть однозначного геотектонического толкования причин образования морских террас. Для выяснения этих причин необходимо проведение детальных геоморфологических исследований в зоне побережья с привлечением комплекса различных фактов.

Надежным критерием для установления характера наиболее молодых новейших и современных движений побережья служит строение в поперечном профиле морских аккумулятивных форм с несколькими генерациями береговых валов.

Известно, что высота береговых валов сильно зависит от интенсивности волнения. Если гидродинамическая обстановка в

бассейне, как и относительное положение уровня моря, остаются постоянными, то образующаяся аккумулятивная терраса состоит из серии причленившихся один к другому береговых валов одной и той же высоты. Если высота береговых валов уменьшается от берега в сторону суши, то это может быть следствием как относительного опускания побережья (повышения уровня моря), так и усиления волновых процессов. Увеличение высоты валов в том же направлении, наоборот, свидетельствует

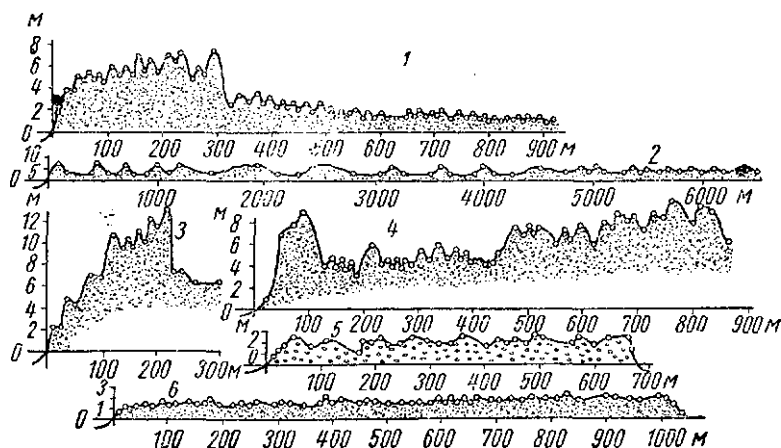


Рис. 91. Профили береговых валов на террасах некоторых участков берегов морей СССР (по В. П. Зенковичу):

1 — Западная Камчатка, две фазы погружения; 2 — Камчатский залив, западная часть, слабое погружение; 3 — Камчатский залив, северная часть, интенсивное поднятие; 4 — пересыпь лагуны литоринового времени, Рижский залив, поднятие; 5 — бухта Анастасия, Берингово море, галечная пересыпь, стабильность уровня; 6 — Самамотова коса в Анадырском лимане, слабое поднятие

о поднятии побережья (понижении уровня моря) или ослаблении волновых процессов. При изучении аккумулятивных форм в пределах наиболее молодой (современной) террасы интенсивность волнения можно считать в общем постоянной и тогда по изменению высоты валов с удалением от берега моря можно судить о характере и амплитуде современного относительного движения побережья и даже об его интенсивности, если удастся определить время образования террасы (рис. 91).

Кроме изменения высоты береговых валов, к признакам относительных поднятий побережья относятся (Буданов, 1964): 1) широкое развитие подводных абразионных террас, иногда выступающих из-под уровня моря тыловыми частями; 2) отмирающие или отмершие клифы с широкими пляжами перед ними; 3) аккумулятивные формы, расположенные на коренных

цоколях, приподнятых над уровнем моря; 4) врезание приустьевых частей рек в современную пойму; 5) обсыхание дна лагун; 6) расположение волно-прибойных ниш выше зоны штормовых заплесков. Берегам относительных поднятий свойственно также расширение полосы аккумулятивных форм, что связано с последовательным наращиванием этих форм со стороны их морского края.

Признаками относительных опусканий, кроме ингрессионного характера берегов и опущенных береговых линий, могут быть: 1) интенсивная абразия берега на больших протяжениях и распространение в связи с этим висячих устьев; 2) залегание торфяников ниже уровня моря; 3) отсутствие морфологически четко выраженных подводных абразионных террас; 4) образование опущенных глыбовых бенчей; 5) образование лагун в результате напознания штормового вала на поверхность прибрежных равнин; 6) узкие аккумулятивные формы и их продвижение на лагуны и лагунные отложения.

Путем сопоставления и увязки всех, на первый взгляд нередко противоречивых, данных об относительных колебаниях побережья в конце концов устанавливают, как и когда, в какой последовательности, с какой амплитудой и, если это возможно, с какой интенсивностью эти движения совершались в различных местах. Только после этого можно делать выводы о роли собственно тектонических движений земной коры.

Значительно более сложна и часто даже трудно разрешима задача определения роли тектонических движений в абсолютных величинах и даже качественного их учета, когда эти движения представляют собой общие колебания, совершавшиеся на большой площади с одинаковой интенсивностью. В последнем случае геоморфологический эффект тектонических движений сходен с эффектом от эвстатических колебаний уровня моря и более того нередко ему уступает по силе проявления.

Как известно, большую интенсивность эвстатические колебания приобретали в четвертичное время, в связи с чередованием ледниковых и межледниковых эпох, вызывавшем перемещение уровня моря до 100 м по вертикали.

Для выявления и оценки эвстатических колебаний уровня моря дополнительно устанавливают:

1. Время наступления трансгрессий и регрессий в разных участках побережья. Одновременность и однозначность колебаний уровня моря на всех берегах, независимо от их геотектонических условий, свидетельствует об эвстатической природе колебаний уровня моря, объясняющихся изменениями объема как самой впадины, так и заключенной в ней водной массы.

2. Фациальные и палеонтологические изменения от одного горизонта древних морских отложений к другому, которые говорят об изменениях климатических условий осадконакопления,

изменении температуры и солености морских вод, в свою очередь, связанных с изменениями объема водной массы.

Фациальный и палеонтологический методы лучше всего применимы к небольшим морским водоемам, у которых убыль или прирост водной массы составляет значительный процент по сравнению с общим ее объемом. Существенным условием успешного использования этих методов является также замкнутость водосма, благодаря которой в нем более резко сказываются изменения климата, величины стока и испарения.

Указанным условиям особенно удовлетворяет Каспийское море, и это обстоятельство позволило П. В. Федорову, О. К. Леонтьеву и другим исследователям успешно применить результаты фациального и палеонтологического анализов древних морских отложений для обоснования эвстатических причин трансгрессий и регрессий Каспийского моря в четвертичное время и более обоснованного истолкования роли в этих процессах тектонических движений земной коры.

На основании полученных материалов составляют таблицу и графики движений побережья. Графики составляют по отдельным однородным в геотектоническом отношении районам, причем на каждом из них по фактическим данным проводят кривые относительных движений побережья и эвстатических колебаний уровня моря. Кривые строят в прямоугольной системе координат в одном и том же масштабе, откладывая по горизонтальной оси отрезки времени и по вертикальной оси размах движений. Путем сопоставления этих двух кривых получают кривую тектонических движений.

Рассмотренные методы геотектонической интерпретации древних береговых линий на морских побережьях применимы также и к озерам. Но так как размеры озер обычно небольшие, поднятия или опускания земной коры часто захватывают всю площадь водоема, не вызывая заметного смещения береговых линий. Смещения произойдут только в том случае, если тектонические движения резко неравномерны и приводят к перекосу озерной котловины.

Тогда на одной стороне озера произойдет трансгрессия с затоплением прежнего берега, а на другой — регрессия, причем древняя береговая линия окажется здесь приподнятой над уровнем воды. Естественно, что чем крупнее озеро, тем ярче скажутся на нем дифференцированные движения земной коры, которые, однако, в бессточных озерах могут быть сильно затухиваны колебаниями уровня воды в связи с изменениями климатических условий. Поэтому для целей геотектонического анализа наиболее пригодны, во-первых, крупные озера и, во-вторых, озера сточные, у которых эвстатические колебания уровня ослаблены, так как увеличение или уменьшение количества воды,

поступающей в озеро, в значительной степени компенсируется увеличением или уменьшением стока из него.

Следовательно, у сточных озер, при условии если порог стока с течением времени не прорезается рекой, смещения береговых линий почти полностью зависят от неравномерных движений земной коры. Здесь возможны три случая:

1) озерная котловина испытывает перекося с увеличением уклона в сторону порога — озеро регрессирует;

2) озерная котловина испытывает перекося с увеличением уклона в сторону, противоположную порогу, — озеро трансгрессирует;

3) озерная котловина испытывает перекося относительно линии, пересекающей котловину и проходящей через порог; в одной части котловины, охваченной поднятием, наблюдается регрессия, а в другой — трансгрессия озера.

Во всех случаях смещенные береговые линии расположатся косо по отношению к горизонтальному уровню озера, наглядно свидетельствуя о неравномерных движениях земной коры. Угол, направление падения и разность высот береговых линий дают количественную характеристику развивающейся тектонической структуры, но лишь в той ее части, которая охвачена территорией данного озера. Имея подобные наблюдения сразу по нескольким недалеко расположенным друг от друга водоемам, можно составить более полное представление о движениях земной коры и структурах, развивающихся на всей озерной территории.

ИЗОБРАЖЕНИЕ РЕЛЬЕФА МОРСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ НА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

На полевых геоморфологических картах выделяют следующие соподчиненные категории рельефа морского происхождения (табл. 16).

При изображении указанных элементов и форм рельефа на карте основные их генетические категории различаются по тону красочного фона, а чисто морфологические черты рельефа передаются рисунком внесмаштабного условного знака или контуром. Так, аккумулятивные формы, созданные продольным или поперечным перемещением наносов, на карте легко опознаются по их специфическим очертаниям и расположению в плане (см. рис. 88). Поэтому для каждой из этих форм нет необходимости разрабатывать свой условный знак.

Кроме генетических и морфологических черт рельефа, на геоморфологических картах береговых форм наносят некоторые специальные условные обозначения, например стрелки (линии движения), указывающие направление движения наносов и пр. (рис. 92).

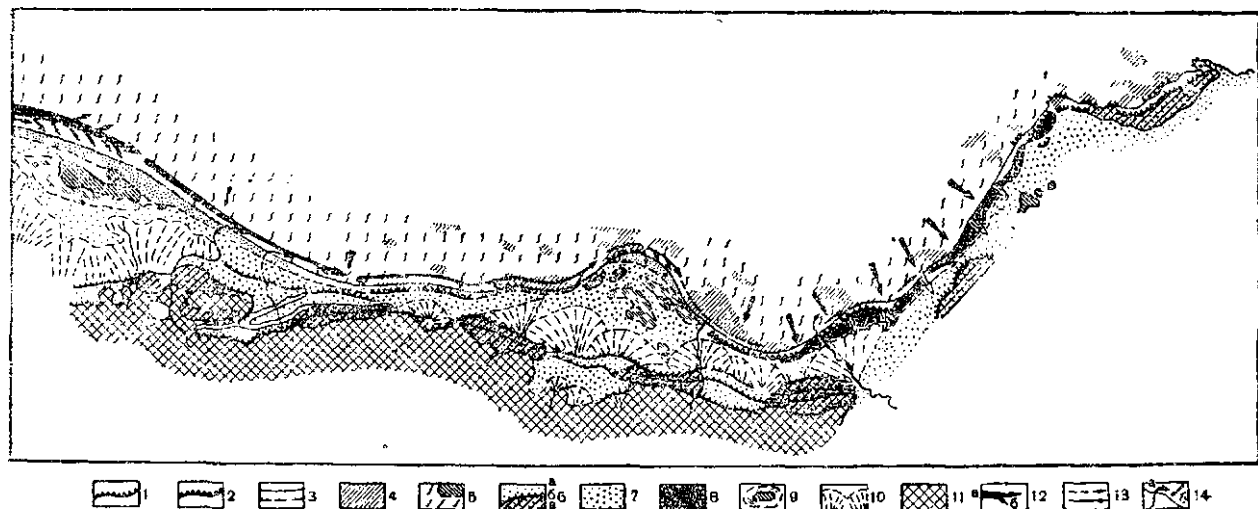


Рис. 92. Фрагмент схематической геоморфологической карты побережья (по О. К. Леонтьеву):

1 — абрадируемые клифы; 2 — отмершие клифы; 3 — современные (новокаспийские) аккумулятивные формы; 4 — beach; 5 — аккумулятивный подводный склон; 6 — древнекаспийские террасы (а — аккумулятивные, б — уступы, в — абразионные); 7 — аллювиальные равнины; 8 — эоловые формы; 9 — лагуны в разных стадиях усыхания; 10 — конусы выноса; 11 — эрозионно-тектонические склоны; 12 — потоки наносов (а) и отложения материала из потока (б); 13 — местные подвижки наносов; 14 — поступление материала в береговую зону (а — аллювий, б — донный материал)

**Основные генетические категории и морфологические
разновидности рельефа морского происхождения на побережьях**

Генетические категории рельефа различного таксономического ранга			Морфологические разновидности рельефа
Создан- ный вол- новыми процес- сами	Абразионный	Созданный срезани- ем берегового склона Созданный подре- занием берегового склона и обрушением	Бенчи, абразионные террасы, платформы Ниши, гроты, кли- фы
	Термоабразионный	Созданный срезани- ем берегового склона Созданный подре- занием берегового склона	Термоабразионные площадки, террасы Ниши, уступы
	Аккумулятивный	Созданный в ре- зультате поперечного перемещения наносов Созданный в ре- зультате продольного перемещения наносов	Береговые валы, бары, аккумулятив- ные террасы Береговые валы, косы, пересыпи, пе- реймы, аккумулятив- ные террасы
Создан- ный не- волновы- ми про- цессами	Созданный прили- во-отливными, стон- но-нагонными, сточ- ными и другими те- чениями в полосе осушки	Эрозионный	Впадины, борозды, ложбины
		Аккумулятивный	Валы, гривы, косы, ватты, марши
	Созданный в ре- зультате осаждения терригенного, био- генного, хемогенного материала вне сферы воздействия волн и течений	Аккумулятивный	Плоскоравнинные и волнистые поверхно- сти аккумуляции на дне лагун, заливов и отчленившихся при- брежных озер

К ПЕРВОЙ ЧАСТИ

Аэрометоды при геологической съемке и поисках полезных ископаемых, т. 1. Общие принципы исследований. М., «Недра», 1964.

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. Изд-во Моск. ун-та, 1962.

Беляевский Н. А., Луигерсгаузен Г. Ф. Задачи геоморфологического картирования и его место в региональном геологическом изучении территории СССР. «Изв. АН СССР», сер. геогр., № 5, 1960.

Борисевич Д. В. Черно-белый вариант универсальной морфо-хроногенетической легенды для геоморфологических карт м-ба 1:25 000—1:2 500 000. Географ. сб., № 2, М., изд. ВИНТИ, 1966.

Боч С. Г. и Краснов И. И. Классификация объектов геоморфологического картирования и содержание общих геоморфологических карт. «Сов. геол.», 1958, № 2.

Ганешин Г. С. Принципы и методы геоморфологического картирования в СССР. В сб. «Соврем. пробл. геогр.», М., «Наука», 1964.

Гедымин А. В., Зворыкин К. В. К методике крупномасштабной геоморфологической съемки. Уч. зап. Моск. ун-та, в. 160, 1952.

Геоморфологические исследования. Сб. статей. Изд-во Моск. ун-та, 1965. Геоморфологическое картирование. Сб. статей. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Герасимов И. П. Основные задачи и направления геоморфологических исследований в СССР. «Изв. АН СССР», сер. геогр., № 5, 1960.

Господинов Г. В. Дешифрирование аэроснимков. Изд-во Моск. ун-та, 1961.

Ермолов В. В. Вопросы составления геоморфологических карт при среднемасштабной комплексной геологической съемке северных районов. Тр. НИИ геологии Арктики, т. 83, Л., 1958.

Зайтов И. Р., Забиров Р. Д., Книжников Ю. Ф. Опыт применения стереофотограмметрической наземной съемки для составления крупномасштабной геоморфологической карты специального назначения. «Вестн. Моск. ун-та», № 2, 1957.

Звонкова Т. В. Изучение рельефа в практических целях. М., Географгиз, 1959.

Карманная книга натуралиста и краеведа. М., Географгиз, 1961.

Маккавеев Н. И., Хмелева Н. В., Зайтов И. Р., Лебедева Н. В. Экспериментальная геоморфология. Изд-во Моск. ун-та, 1961.

Методика геоморфологического картирования. Сб. статей. М., «Наука», 1965.

Миллер В. и Миллер К. Аэрофотогеология. Перевод с англ. М., «Мир», 1964.

Мирошниченко В. П. Аэрогеосъемка. М.—Л., 1946.

Николаевская Е. М. Картографические работы в полевых географических исследованиях природы. Изд-во Моск. ун-та, 1964.

Огильви А. А. Геофизические методы исследований. Изд-во Моск. ун-та, 1962.

Петрусович М. Н. Аэрометоды при геологических исследованиях. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Салишев К. А. Основы картоведения. Общая часть. Геодезиздат, 1959.

Скворцов Ю. А. Методы геоморфологического анализа и картирования. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, в. 39, 1948.

Спирidonov А. И. Геоморфологическое картографирование. М., Географиз, 1952.

Шульц С. С., Эпштейн С. В. О задачах и месте геоморфологической съемки и съемки четвертичных отложений в комплексе работ по государственному геологическому картированию. Мат-лы Всес. н.-н. геол. ин-та, нов. сер., в. 2, Четвертич. геол. и геоморф., 1959.

Kugler H. Die geomorphologische Reliefanalyse als Grundlage grossmasstabiger geomorphologischer Kartierung. Wissenschaftl. Veroffentlich. des Deutsch. Inst. Landerk. Neue Folge, 21/22. Leipzig, 1964.

King Cuchlaine A. M. Techniques in geomorphologie. London, Edward Arnold, 1966.

The unified key to the detailed geomorphological map of the world 1 : 25 000 — 1 : 50 000. Foliageographica. Series geographica-phisica, Vol II, Krakow, 1968.

Problems of Geomorphological mapping. Inst. of Geography of the Polish academy of Sciences. Geograph. Studies. N 46. Warszawa, 1963.

К ВТОРОЙ ЧАСТИ

Барановская З. Н. Геоморфологический метод изучения тектонической трещиноватости. Тр. Гидропроекта, сб. 3, 1960.

Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Бондарчук В. Г. Основные вопросы текто-орогении. Изд. АН Укр. ССР, Киев, 1961.

Брод И. О., Ушко К. А., Якушова А. Ф. О задачах и методике структурно-геоморфологических исследований в Прикаспии. В сб.: «Структ. геоморфол. иссл. в Прикаспии», вып. 7, Л., Гостоптехиздат, 1962.

Вистелиус А. Б. Морфометрия обломочных частиц. Тр. Лабор. аэрометодов, т. 9, 1960.

Вопросы климатической и структурной геоморфологии. Сб. статей. М., ИЛ, 1959.

Герасимов И. П. О движении почвенно-грунтовых масс на склонах. «Почвоведение», 1941, № 7—8.

Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. «Зап. Геогр. общ-ва СССР», т. 20, нов. сер., Львов, 1960.

Гричук В. П., Заклянская Е. Д. Анализ ископаемых пылеы и спор и его применение в палеогеографии. М., Географиз, 1948.

Девдариани А. С. Измерение перемещений земной поверхности. М., «Наука», 1964.

Ефремов Ю. К. Опыт морфологической классификации элементов и простых форм рельефа. «Вопр. геогр.», сб. II, 1949.

Захарова Е. М. Шлиховые поиски и анализ шлехов. Изд-во. Моск. ун-та, 1960.

Зеккель Я. Д. О палеогеооморфологии. «Изв. Всес. геогр. общ-во», 1938, № 4.

Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1957*.

Крумбейн В. К. и Слосс Л. Л. Стратиграфия и осадкообразование. Перевод с англ., М., Гостоптехиздат, 1960.

Лахи Ф. Полевая геология, т. I и II, пер. с англ. М., «Мир», 1966.*

Лукашев К. И. Генетические типы и фации антропогенных отложений. Минск, Изд. АН БССР, 1960.

Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., Географгиз, 1948*.

Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период, тт. I—II, Изд-во Моск. ун-та, 1965*.

Методическое руководство по геологической съемке и поискам. М., Гостеолтехиздат, 1954*.

Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, части 1 и 2. М., Гостеолтехиздат, 1954—1955*.

Методы геоморфологических исследований. М-лы Всес. совещ. по геоморф. и неотектонике Сибири и Дальнего Востока, I, Изд-во «Наука», Новосибирск, 1967.

Методы изучения осадочных пород, т. I—II, М., Гостеолтехиздат, 1957.

Методы изучения тектонических структур, в. 1—2. М., Изд-во АН СССР, 1960—1961.

Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965.

Милашовский Е. В. К вопросу о роли и задачах геологических методов исследования в геоморфологии. «Землеведение», т. 33, в. 1—2, 1931.

Михайлов А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. Гостеолтехиздат, 1956.

Николаев Н. И. Опыт построения классификации физико-географических процессов и явлений, имеющих инженерное значение. «Вопр. геогр.», сб. 4, 1947.

Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. Тр. Комис. по изуч. четверт. периода, т. 8, 1949.

Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Гостеолтехиздат, 1962*.

Обручев В. А. Полевая геология, изд. 4, т. I—II, М.—Л., 1932*.

Озеров И. М. Шлиховая съемка и анализ шпихов. Л., Гостоптехиздат, 1959.

Основы поисков россыпей. Л., Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1961.

Павлов А. П. Статьи по геоморфологии и прикладной геологии. М., изд. Моск. общ-ва испыт. природы, 1951*.

Пенк В. Морфологический анализ. М., Географгиз, 1961 (перевод с нем., изд. 1924)*.

Пиотровский М. В. К теории флювиально-денудационного (эрозионного) цикла. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, в. 39, 1948.

Полянин В. А. Литологические исследования четвертичных отложений долин Волги и Камы на территории Татарии. Уч. зап. Казан. ун-та, т. 117, кн. 4, 1957.

Рождественский А. П., Журенко Ю. Е. Основные морфоструктуры центральной части Волго-Уральской области. «Изв. АН СССР», сер. геогр., № 1, 1962.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1959.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л., Гостоптехиздат, 1961 (1-е изд., 1953).

Саркисян С. Г. и Климова Л. Т. Ориентировка галек и методы их изучения для палеогеографических построений. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Сергеев Е. М. Общее грунтоведение. Изд-во Моск. ун-та, 1959.

Систематика и методы изучения ископаемой пылицы и спор (Спорово-пыльцевой метод). М., «Наука», 1964.

Примечание. Литература, отмеченная звездочкой, рекомендуется к части 3.

Спирidonov A. И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований, ч. 1 — 1960, ч. 2 — 1959, ч. 3 — 1963 (МГУ, Географ. ф-т)*.

Справочник путешественника и краеведа, т. I—II, М., Географгиз, 1949—1950.*

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Гостеолтехиздат, 1963.*

Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Изд. Саратовск. ун-та, 1960.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Наука», 1964.*

Чичагов В. П. К методике изучения поверхности песчаных зерен и ее значение для определения генезиса четвертичных отложений. В кн.: «Мат-лы по генезису и литологии четвертич. отложений». Минск, Изд. АН СССР, 1961.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Гостеолтехиздат, 1958.

Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географгиз, 1948.

Шульц С. С. и Брунс Е. П. Структурно-фациальный анализ отдельных конседиментационных складок. Вopr. геол. Азии, т. II, 1955.

Шукин И. С. Опыт генетической классификации форм рельефа. «Вopr. геогр.», вып. I, 1946.

Шукин И. С. Общая геоморфология, тт. I—II, Изд-во Моск. ун-та, 1960, 1964.*

Якушова А. Ф. Методика структурно-геоморфологических исследований при поисках нефти и газа. «Вестн. Моск. ун-та», Геология, № 3, 1964.

Якушова А. Ф., Сягаев Н. А., Чистяков А. А., Ибрагимов Д. М. Принципы составления легенды структурно-геоморфологической карты Прикаспия. В сб.: «Структ. геоморфол. исследов. в Прикаспии», Л., Гостоптехиздат, 1962.

Birot P. Les méthodes de la morphologie. Paris. Presses Univ., 1955.

Dylik J. Periglacialne struktury w Pleistocene śródkowej Polski. Biul. Panstw. Inst. Geol. t. 66, 1952.

Strahler A. N. Statistical analysis in geomorphic research. The Journ. of Geol., v. 62, N 1, 1954.

Ters M. Méthodes et techniques modernes en géomorphologie. Inform. géogr. N 4, 1960.

Tricart J. Principes et méthodes de la géomorphologie. Paris. Masson et Cie, 1965.

К ТРЕТЬЕЙ ЧАСТИ

Басаликас А. Б. Развитие долинно-речной сети Литвы в поздне- и послеледниковое время. В кн.: «Сборник статей для 19 Международного географического конгресса». Вильнюс, Изд. АН Лит. ССР, 1960а.

Басаликас А. Б. Склоны речных долин как полигенетические формы рельефа. В кн.: «Сборник статей для 19 Международного географического конгресса». Вильнюс, Изд. АН Лит. ССР, 1960б.

Басаликас А. Б. О разновидностях конечных морен, встречаемых на территории Литвы. Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, № 21, 1963.

Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М., изд-во АН СССР, 1956.

Борзов А. А. Географические работы. М., Географгиз, 1951.

Буданов В. И. Методика экспедиционных исследований береговой зоны моря. М., «Наука», 1964.

Влодавец В. И. Классификация отрицательных вулканических форм рельефа. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 5, 1944.

Влодавец В. И. О вулканологической терминологии. Бюлл. вулк. ст., № 21, 1954.

Воскресенский С. С., Зорин Л. В. и Симонов Ю. Г. Закономерности формирования склонов в Восточной Сибири. «Вестн. Моск. ун-та», сер. 5, география, № 1, 1960.

Гвоздецкий Н. А. Карст. М., Географгиз, 1954.

Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, в. 33, М.—Л., 1939.

Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М., «Наука», 1965.

Губкин И. М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области, 1934.

Гуделис В. К. К вопросу о терминологии и классификации краевых ледниковых образований материкового оледенения. Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, 21, 1963.

Дэвис В. М. Геоморфологические очерки. Перевод с англ. изд., 1954. М., ИЛ, 1962.

Елисеев В. И. Проловий предгорий аридной зоны. Генезис и литология континент. антропогенных отложений. М., «Наука», 1965.

Заваричский А. Н. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 1, 1945.

Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Золотарев Г. С. Опыт классификации гравитационных движений горных пород на склонах в инженерно-геологических целях. Уч. зап. Моск. ун-та, в. 176, геология, 1956.

Зубаков В. А. Классификация и номенклатура речных террас. (АН СССР, отд. геол., геогр. наук, геоморф. ком.). М., 1960.

Калесник С. В. Очерки гляциологии. М., Географгиз, 1963.

Калинко М. К. Грязевые вулканы, причины их возникновения, развития и затухания. Тр. Всес. н.-и. геол.-разв. нефт. ин-та, в. 40, 1964.

Каплина Т. Н. Криогенные склоновые процессы. М., «Наука», 1965.

Карташов И. П. Фации, динамические фазы и свиты аллювия. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 9, 1961.

Костенко Н. П. Влияние новейших поднятий на развитие наземных дельт и речных долин. «Вестн. Моск. ун-та», № 2, 1955.

Курдюков К. В. Основные вопросы изучения наземных дельт. Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода, № 21, 1957.

Курдюков К. В. Неотектоническая карта Джунгарского Алатау и принципы ее составления. Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода, № 27, 1962.

Ламакин В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений. «Земледведение», т. II (42), 1948.

Лахи Ф. Полевая геология, т. I и II, пер. с англ., М., «Мир», 1965.

Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. Изд-во Моск. ун-та, 1961.

Лилиенберг Д. А. К морфологии грязевых вулканов юго-восточного Кавказа. Тр. Ин-та геогр., т. 65, 1955.

Лютцау С. В. К вопросу о классификации речных террас. «Сов. геология», 1964, № 5.

Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Максимович Г. А. Методы изучения карста. Уч. зап. Пермск. ун-та. Геол. и геогр., т. X, в. 2, 1956.

Максимович Г. А. Основы карстоведения, т. I, Пермск. книжн. изд-во, 1963.

Мерзлотные исследования. Вып. 1 и 2, 3, 4. Изд-во Моск. ун-та, 1961—1964.

Методика изучения карста. Вып. 2—10. Пермь, 1963—1964.

Полевые геокартологические (мерзлотные) исследования. Методическое руководство. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). Изд-во Моск. ун-та, 1967.

Последний европейский ледниковый покров. К VII конгрессу ИНКВА (США, 1965). М., «Наука», 1965.

Проблемы поверхностей выравнивания. М., «Наука», 1964.

Ритмай А. Вулканы и их деятельность. Перевод с нем. изд. 1959, М., ИЛ, 1964.

Родзевич Н. Н. и Сетунская Л. Е. Оценка интенсивности роста оврагов по их морфологическим признакам. «Изв. АН СССР», сер. геогр., № 3, 1961.

Рухина Е. В. Литология моренных отложений. Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.

Сафронов И. Н. О новейших тектонических движениях в области северо-западного Кавказа по данным изучения террас системы р. Кубани. «Сов. геол.», сб. 54, 1956.

Святловский А. Е. О применении геоморфологии при изучении вулканических областей. Тр. Лабор. вулканологии, в. 8, 1954.

Сидоренко А. В. Эоловая дифференциация вещества в пустыне. «Изв. АН СССР», сер. геогр., № 3, 1956.

Соболев С. С. Развитие эрозионных процессов на территории европейской части СССР и борьба с ними, т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.

Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Соколов Н. И. Явление «отседания» скалонов. Тр. Лабор. гидро-геол. проблем им. Саваренского, т. 14, 1957.

Соколов Н. Н. О принципах стратиграфии ледниковых отложений. «Изв. ВГО», 1947, № 1.

Соколов Н. Н. О геоморфологической терминологии. Географ. сборник, в. 10, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958.

Соколов Н. Н. Геоморфологические наблюдения при геоботанических исследованиях. Полевая геоботаника, т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1959.

Тушинский Г. К. Лавины. М., Географиз, 1949.

Тушинский Г. К. Современное и древнее оледенение Тебердинского района. В кн.: «Побежденные вершины». М., Географиз, 1949.

Тушинский Г. К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М., Географиз, 1963.

Федорович Б. А. Вопросы происхождения и формирования песчаного рельефа пустынь. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, в. 39, 1948.

Федорович Б. А. Вопросы классификации песков для целей картирования на примерах западной Туркмении. «Землеведение», т. V, 1960.

Чемеков Ю. Ф. Древние оледенения Дальнего Востока СССР. Мат-лы по четвертич. геол. и геоморфол. СССР, № 3, Мат-лы Всес. н.-и. геол. ин-та, нов. сер., в. 42, Л., 1961.

Шандер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. Ин-та геол. АН СССР, в. 135, геол. сер. (№ 55), 1951.

Шандер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., «Наука», 1966.

Эдельштейн Я. С. Краткое методическое руководство для производства геоморфологических наблюдений в поле. М.—Л., 1947.

Якубов А. А. Грязевые вулканы Азербайджана, их генезис и связь с газонефтяными месторождениями. «Сов. геол.», 1959, № 12.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Введение	5

Часть I

Организация и выполнение полевых геоморфологических исследований. Геоморфологическая карта

<i>Глава 1. Организация геоморфологических исследований</i>	<i>7</i>
Назначение и содержание геоморфологических исследований	7
Основные этапы геоморфологических исследований	10
<i>Глава 2. Методы полевых геоморфологических наблюдений</i>	<i>16</i>
Визуальные наблюдения	16
Инструментальные наблюдения	20
<i>Глава 3. Фотографические методы</i>	<i>23</i>
Аэрофотометод	23
Фототеодолитный метод	39
<i>Глава 4. Фиксация результатов полевых наблюдений</i>	<i>42</i>
Полевой дневник	42
Графические способы изображения статистических данных	47
Геоморфологический разрез	51
<i>Глава 5. Геоморфологическая карта</i>	<i>54</i>
Типы геоморфологических карт	54
Способы изображения геоморфологических объектов	57
Общие геоморфологические карты	59
Способы полевой геоморфологической съемки	76

Часть II

Общий геоморфологический анализ

<i>Глава 6. Морфологический анализ рельефа</i>	<i>79</i>
Изучение элементов и форм рельефа	81
Изучение комплексов форм рельефа	84
Морфографические и морфометрические карты	86
<i>Глава 7. Структурно-геоморфологический анализ</i>	<i>96</i>
Основные типы тектонических движений и их проявление в рельефе	97
Геологические методы изучения тектонических движений	101
Геоморфологические методы изучения новейших тектонических движений	110
Комплексные методы изучения новейших тектонических движений	111
Анализ денудационных морфоструктур	114
Изучение трещиноватости горных пород	123
Изучение свойств горных пород	127
Структурно-геоморфологические карты	132

Глава 8. Морфоавтогенетический анализ	139
Изучение вещественного состава и цвета пород	141
Изучение структуры пород	153
Изучение текстуры пород	166
Изучение органических остатков	174
Изучение осадочных тел, их контактов и соотношений с формами рельефа	178
Глава 9. Палеогсоморфологический анализ	184
Изучение погребенного рельефа	185
Определение возраста рельефа	190
Палеогсоморфологические реконструкции	199
Палеогсоморфологические карты	202
Глава 10. Изучение современной динамики рельефа	205
Экспедиционное изучение динамики рельефа	205
Стационарное изучение динамики рельефа	210
Карты современной динамики рельефа	215

Часть III

Изучение основных генетических категорий рельефа

Глава 11. Изучение вулканического рельефа	217
Изучение вулканических пород	218
Изучение элементов вулканического рельефа	222
Изучение вулканических морфологических комплексов	229
Изучение вулканического рельефа, разрушенного экзогенными факторами	232
Изображение вулканического рельефа на геоморфологических картах	235
Глава 12. Изучение псевдовулканического (грязевулканического) рельефа	239
Глава 13. Изучение поверхностей выравнивания	243
Морфологическое изучение поверхностей выравнивания	243
Изучение генезиса поверхностей выравнивания	246
Изучение коррелятивных отложений и деформаций поверхностей выравнивания	254
Изображение поверхностей выравнивания на геоморфологических картах	259
Глава 14. Изучение эрозионного рельефа	262
Основные генетические категории элементов эрозионного рельефа	262
Изучение элементов флювиального рельефа	278
Изучение коренных берегов	298
Изучение эрозионных форм равнин	305
Дополнительные вопросы изучения горно-эрозионного рельефа	312
Изображение эрозионного рельефа на геоморфологических картах	319

<i>Глава 15. Изучение карстового рельефа</i>	325
Изучение условий развития карста	326
Изучение карстовой морфологии	328
Изображение карстовых форм на геоморфологических картах	336
<i>Глава 16. Изучение рельефа ледникового происхождения</i>	340
Изучение рельефа в областях древнего материкового оледенения	341
Изучение горно-ледникового рельефа	362
Изображение ледникового рельефа на геоморфологических картах	384
<i>Глава 17. Изучение мерзлотного рельефа</i>	390
Изучение факторов формирования мерзлотного рельефа	391
Изучение форм мерзлотного рельефа	397
Изображение мерзлотного рельефа на геоморфологических картах	406
<i>Глава 18. Изучение эолового рельефа</i>	410
Изучение факторов формирования эолового рельефа	411
Изучение форм эолового рельефа	413
Изображение эолового рельефа на геоморфологических картах	425
<i>Глава 19. Изучение морских берегов и форм рельефа побережий</i>	427
Изучение форм береговой зоны	428
Изучение древних береговых форм на побережье	438
Изображение рельефа морского происхождения на геоморфологических картах	445
<i>Литература</i>	448
План выпуска литературы для вузов и техникумов издательства «Высшая школа» на 1970 г. Позиция № 121	

Алексей Иванович Спиридонов

ОСНОВЫ ОБЩЕЙ МЕТОДИКИ ПОЛЕВЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ

Редактор *Е. П. Петровская*

Художник *А. И. Дымко*

Художественный редактор *Т. А. Колесова*

Технический редактор *З. В. Нурждина*

Корректор *Г. Н. Буханова*

Т-10130. Сдано в набор 23/XII—1969 г.	Подп. к печати I/VII—70 г.
Формат 60×90 ^{1/16}	Объем 28,5 печ. л.
Изд. № Е-138	Тираж 4.000 экз.
	Зак. 887.
Москва, К-51, Неглинная ул., д. 29/14,	Уч.-изд. л. 28,80
Издательство «Высшая школа»	Цена 1 р. 11 к.

Московская типография № 4 Главполиграфпрома. Комитета по печати
при Совете Министров СССР. Б. Переяславская, 46

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКВА
1970 ГОД
ВЫСШАЯ ШКОЛА

