

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

А.С.Девдариани

ИЗМЕРЕНИЕ
ПЕРЕМЕЩЕНИЙ
ЗЕМНОЙ
ПОВЕРХНОСТИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

А.С.Девдариани

**ИЗМЕРЕНИЕ
ПЕРЕМЕЩЕНИЙ
ЗЕМНОЙ
ПОВЕРХНОСТИ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1964

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

доктор географических наук
Н. И. МАККАВЕЕВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

В этой книге говорится о методах, применяемых для измерения, а также для описания и изображения перемещений земной поверхности в связи с изучением современных физико-географических процессов и геологической истории Земли, с изысканиями для строительства гидротехнических, транспортных, промышленных и гражданских сооружений, с разработкой полезных ископаемых, агромелиорацией, судоходством.

Каковы бы ни были цели измерения, как бы ни различались причины измеряемых перемещений — будь это тектонические силы, работа воды и ветра или деятельность человека, — рассматриваемые в книге методы связаны между собой единством объекта наблюдений — движущейся земной поверхностью. Еще теснее они связываются своеобразием, отличающим земную поверхность от других объектов, с которыми имеет дело современная измерительная техника. В качестве таких особенностей достаточно назвать географические масштабы размеров растущих гор или врезающихся речных систем и геологические масштабы длительности прошлых перемещений, происходивших миллионы лет назад.

Разнообразие природных условий, масштабов пространства и времени, научных и технических задач вызвало к жизни десятки и сотни методов измерения перемещений земной поверхности. Автор ставил своей целью свести эти методы в единую систему, которая позволила бы читателю обзреть их и произвести обоснованный выбор метода в зависимости от задач и условий измерения. Для облегчения выбора в конце книги приведены классификационные схемы. Сделанные в них указания на параграфы текста позволят быстро отыскать описание выбранного метода, которое сопровождается ссылками на литературные источники. В них можно найти более подробные сведения, необходимые для практического применения метода. Таким образом, книга имеет в известной мере справочный характер.

Книга рассчитана в первую очередь на геологов и географов. При этом наибольшую пользу смогут извлечь из нее геоморфологи и инженеры-геологи. В той или иной мере она может быть

полезной тектонистам, гидрологам, океанологам, гляциологам, почвоведом, геодезистам, горным инженерам, инженерам-строителям.

Предполагаемый состав читателей обусловил форму изложения тех разделов, в которых развиваются кинематические представления механики применительно к перемещениям земной поверхности. Не отказываясь от математической интерпретации, автор старался изложить кинематические представления так, чтобы они оказались доступными для читателя-географа или геолога, не знакомого с основами математического анализа и теоретической механики. Более подготовленному читателю с инженерным образованием придется мириться с этими докучными ему пояснениями.

Автор выражает свою признательность Д. Л. Арманду, Н. И. Маккавесву, Ю. А. Мещерякову, Н. И. Николаеву, В. В. Пиотровскому, И. В. Попову, Н. И. Тюляевой, просмотревшим книгу в рукописи и сделавшим ценные указания.

ВВЕДЕНИЕ

Поверхность суши является той твердой основой, на которой возникла и развивается культура человеческого общества. Человеку хотелось видеть эту основу незыблемой, непоколебимой, раз навсегда созданной и застывшей. Тем страшнее казались грозные катастрофы — землетрясения, извержения вулканов, горные обвалы, оползни, песчаные бури, когда извечно твердая земля начинала колебаться под ногами, разверзаться, взметаться тучами пепла или песка, когда рушились дома, гибли люди, уничтожался скот и посевы. Отголоски этих катастроф дошли до нас в мифах и легендах, в трудах античных историков и географов, которые наряду с числом разрушенных городов и погибших людей сообщают о размерах образовавшихся трещин, толщине слоя осевшего пепла или песка, скорости движения лавовых потоков. В летописях и хрониках средневековья записаны сведения об отступании разрушаемых морем берегов, о парастании морских кос, перегораживавших заливы и речные устья, о блужданиях рек, о наступании дюн и барханов на культурные земли.

Чем более долговечными возводились сооружения, чем дороже расценивалась земля, чем гуще прокладывались пути сообщения, тем больший ущерб приносили медленные перемещения земной поверхности, пусть даже сначала незаметные на глаз, но тем более коварные по своим конечным результатам. С начала XIX в. в различных областях хозяйства стали вестись систематические наблюдения за перемещениями земной поверхности. С этим рубежом совпадает первая сводка о перемещениях земной поверхности и вместе с тем об их измерениях, составленная Гоффом (Hoff, 1822—1841) — ближайшим предшественником Ляйэля.

Еще большая необходимость в стационарных наблюдениях возникла с конца XIX в., когда хозяйственная деятельность сама стала мощным фактором перемещений земной поверхности — сдвижений под влиянием горных разработок, осадок под нагрузкой от сооружений, просадок вследствие переувлажнения почвогрунтов, переработки берегов водохранилищ. Вместе с тем развитие геологии и палеогеографии потребовало

количественного выражения интенсивности тектонических движений, осадконакопления и сноса в геологическом прошлом.

В настоящее время измерениями перемещений земной поверхности занимаются многие отрасли науки и техники. Разработано большое число разнообразных, то очень приближенных, то исключительно точных методов измерения перемещений. Одни уже оформились в методы исследования, другие служат рабочими приемами, не получившими даже особого названия.

Речная гидрология и гидротехника занимаются измерением углубления, обмеления, блуждания речных русел, перемещений русловых форм: плесов и перекатов, островов, песчаных волн. Эти процессы имеют значение как сами по себе — в связи с условиями судоходства, устойчивостью гидротехнических сооружений, сохранностью строений и земельных угодий, так и с точки зрения влияния на гидравлику речного потока. Источниками фактического материала служат наблюдения на гидрометрических постах и повторные съемки рельефа русла.

В океанологии специалистами по береговым процессам совместно с инженерами-портостроителями и дноуглубителями ведутся наблюдения за размывом морских берегов, ростом кос, обмелением проливов и гаваней. Океанологами много сделано также в области измерения скорости осадконакопления в открытом море.

В лимнологии аналогичные исследования ведутся на озерах. В последнее время в связи с бурным развитием гидростроительства лимнологи вместе с гидрологами-речниками и инженерами-геологами проводят большие работы по измерению переработки берегов водохранилищ.

В почвоведении измерения перемещений земной поверхности получили развитие в связи с изучением склонового смыва, развезания, роста оврагов. Для этого разработаны многочисленные несложные методы, позволяющие проводить массовые измерения на обширных территориях.

Гляциология в связи с изучением ледникового питания рек еще с конца XVIII в. стала на путь количественного изучения движения ледников. Разработанные с этой целью приемы также следует включить в круг методов измерения перемещений земной поверхности. В пользу этого говорит, с одной стороны, то, что лед можно рассматривать как горную породу, а поверхность ледников включать в рельеф поверхности Земли. С другой стороны, методы измерения движения ледников большей частью аналогичны методам измерения движения оползней, каменных потоков и осыпей, сдвижений поверхности под влиянием горных разработок, а методы измерения таяния ледников аналогичны методам измерения результатов размыва и развезания.

Геодезия сталкивается с измерением перемещений земной поверхности постольку, поскольку: 1) она имеет своим предметом размеры и форму Земли, а следовательно, их изменения во времени; 2) опорная геодезическая сеть подвержена вместе с земной поверхностью перемещениям, которые необходимо учитывать и исключать из результатов геодезических измерений; 3) во всех других отраслях науки и техники для измерения перемещений земной поверхности широко используются геодезические методы.

В горном деле существует особый раздел, посвященный изучению сдвижений земной поверхности под влиянием горных разработок. Опасность, создаваемая этим процессом в густо застроенных горнопромышленных районах, обусловила высокий технический уровень наблюдений, их аналитической и графической интерпретации.

Сейсмология, ставя своей целью изучение и прогнозирование наиболее разрушительного явления природы — землетрясений, создала самую чувствительную измерительную аппаратуру и самый совершенный аналитический аппарат, какие только применяются для изучения перемещений земной коры и земной поверхности.

Инженерную геологию перемещения земной поверхности интересуют с точки зрения устойчивости сооружений. Результаты инженерно-геологических исследований, являясь основой для инженерных расчетов, должны приводиться к количественному выражению. Поэтому методы измерения перемещений поверхности земли, применяемые в инженерной геологии, отличаются разнообразием и стоят на высоком техническом уровне. Следует отметить разработанные в инженерной геологии методы измерения движения оползней, осадки грунтов в основании сооружений, просадок лёссовых пород, переработки берегов водохранилищ.

Динамическая геология изучает перемещения земной поверхности как одно из проявлений перемещений масс горных пород, причем такое, которое легче всего поддается наблюдению. Количественные методы изучения перемещений применяются динамической геологией главным образом для анализа тектонических движений и морского осадконакопления.

Геоморфология имеет своей прямой задачей изучение самых разнообразных перемещений земной поверхности во всех их проявлениях, под действием любых процессов. Однако в отношении количественных оценок геоморфология заметно отстала от многих областей знания, упоминавшихся выше. В данном случае, указывает Т. В. Звонкова (1959), инициатива принадлежит инженерам-геологам, инженерам-проектировщикам, землеустроителям, геодезистам, которые выполнили большую часть работ по количественной оценке рельефа. Можно указать пе-

много геоморфологических работ, посвященных специально измерениям перемещений земной поверхности. Обычно же этот вопрос затрагивается в геоморфологии лишь попутно.

Трудно назвать точное число методов, разработанных во всех этих дисциплинах для измерения различных видов перемещений земной поверхности. В дальнейшем нами выделяются около 100 самостоятельных методов измерения. В действительности их еще больше, так как методы, выделяемые нами в качестве самостоятельных, объединяют нередко несколько методов, различающихся по техническим приемам. Большая часть их может служить для измерения нескольких процессов. И если мы станем рассматривать в качестве самостоятельных аналогичные методы измерения различных процессов (а так фактически и делается в настоящее время), то число методов измерения перемещений земной поверхности возрастет до нескольких сотен.

Между тем сводные работы существуют только по методам изучения и измерения тектонических движений. Что же касается методов измерения экзогенных процессов, то их описания очень разбросаны, они встречаются во многих журнальных статьях и книгах, посвященных в целом другим вопросам. В этих условиях исследователям приходится затрачивать много усилий на поиски нужного метода. Можно привести примеры того, как уже существующий метод полностью изобретался заново — измерение перемещений земной поверхности относительно искусственных маркирующих горизонтов, повторные замеры длины свободного конца стержня, анализ сжимаемости (компрессионных свойств) пород и ряд других.

Таким образом, настоятельно необходима систематизация существующих методов измерения перемещений земной поверхности. Сразу же возникает вопрос: нужна ли общая сводка всех таких методов независимо от их генетической природы или методика измерения каждого генетического вида перемещений должна разрабатываться самостоятельно, как это было до сих пор? Целесообразность общей сводки может быть обоснована следующими соображениями.

Каждая из отраслей науки и техники не обязательно ограничивается изучением какого-либо одного процесса. Геоморфология, динамическая геология, инженерная геология, геодезия включают в круг своих задач рассмотрение перемещений земной поверхности любого происхождения. Почвоведение сталкивается с тремя генетически различными процессами: со склоновым смывом, с линейной эрозией в виде оврагообразования и с развеванием.

Сводка методов измерения перемещений земной поверхности послужит для обмена опытом между исследователями, работающими в различных отраслях науки и техники и занимающимися изучением одних и тех же процессов.

Различие генетической природы перемещений еще не обуславливает различия в методах измерения. Так, повторные планово-высотные топографические съёмки рельефа пригодны для измерения почти всех рельефообразующих процессов. Повторное нивелирование реперов применяется для измерения тектонических движений, просадок, оседания насыпей, осадок под нагрузкой от сооружений, сдвижений под влиянием горных разработок, карстовых и суффозионных явлений. Повторные определения длины свободного конца забитого в породу стержня служат для измерения склонового смыва и аккумуляции, речной эрозии и аккумуляции, абразии и осадконакопления в водных бассейнах, развевания и навевания, набухания пород при разгрузке, изменения объема под действием колебаний температуры и влажности, абляции ледников. Отсюда следует, что сводка методов измерения различных процессов позволит обобщить опыт применения одинаковых методов для изучения различных процессов. Более того, она позволит, как мы увидим, расширить область применения многих существующих методов, включив в нее процессы, для которых эти методы пока еще не были испытаны.

В природе рельефообразующие процессы действуют не изолированно, а накладываются и взаимно влияют один на другой. Поскольку, вместе с тем, один и тот же метод позволяет измерять различные процессы, практически обычно измеряется суммарное перемещение, обусловленное действием совокупности процессов. Ошибки, возникающие вследствие недоучета смещений реперов за счёт пучений, осадок, оползаний, хорошо известны из практики обработки результатов повторных нивелирований в целях определения величины тектонических движений. Избежать этих ошибок удастся, только учитывая все процессы, для измерения которых может служить данный метод и действие которых следует ожидать в данной обстановке.

Если согласиться с этими соображениями и признать целесообразность общей сводки по всем методам измерения перемещений земной поверхности, то возникает новый вопрос: какой же из областей науки и техники, в которых возникли и развивались методы измерения перемещений земной поверхности, принадлежит право на обобщение накопленного опыта? Это право следует отдать геоморфологии как науке, предметом изучения которой является развитие рельефа земной поверхности, внешне выражающееся в ее перемещениях. Тем самым несколько не умаляется и не исключается дальнейшее развитие частных вопросов методики измерения перемещений земной поверхности другими дисциплинами, имеющими к этому отношение.

Итак, одни и те же методы служат для измерения различных процессов. Это обстоятельство не случайно. Измерение перемещений сводится к наблюдениям за изменением взаимного

положения объектов во времени. Но одно и то же изменение расположения объектов может быть вызвано действием различных сил и агентов. Установив повторным нивелированием факт понижения отметки нивелирного знака, мы на основании только этого факта с равным правом можем предполагать, что причиной понижения явились либо тектонические движения, либо оползания, оседания, проседания в основании нивелирного знака. Повторное нивелирование послужило средством измерения результатов действия любого из этих процессов в отдельности или всех их вместе.

Движение вне зависимости от порождающих его причин изучается особым разделом механики — кинематикой. Поскольку методы измерения перемещений земной поверхности не зависят от вызывающих перемещения сил и агентов, то представляется естественным исследовать эти методы с точки зрения кинематических представлений механики.

В тектонике кинематические представления уже получили права гражданства. Место кинематики в тектонических исследованиях указывалось Э. Арганом (1935), Клоосом (Cloos, 1936), Гогелем (Geguel, 1943), Е. Вегманном (1957), Г. Д. Ажгиреем (1956). Согласно этим авторам, тектоническое исследование начинается с наблюдения за телами, поверхностями и линиями в земной коре в их современном нарушенном состоянии. Это — статическая тектоника. Затем сравнительным методом устанавливается первоначальное положение тех же объектов. Сопоставление современного и первоначального положения позволяет восстановить картину изменения очертаний геологических тел, воспроизвести и измерить их движение. Этот второй этап исследования является содержанием тектонической кинематики. Восстановленная картина движения совместно с наблюдениями за состоянием претерпевшего движение материала позволяет выяснить природу действовавших сил, т. е. приводит к динамической тектонике. Аналогичный путь исследования береговых форм рельефа был набросан Бюловым (Bülow, 1954). Об изучении геометрических, кинематических (скорость, ускорение, периодичность) и динамических особенностей в геоморфологии упоминает Стралер (Strahler, 1952). Выделение кинематического раздела в геоморфологии под названием «кинематика рельефа» было предложено нами (Девдариани, 1950) и поддержано Д. Л. Армандом (1950), Дорывальским (Dorywalski, 1953) и Дыликом (Dylik, 1957). Вообще при изучении экзогенных геоморфологических процессов к понятию о кинематике прибегают очень часто, обозначая его, однако, термином «динамика» («динамика русловых форм», «динамика береговых форм» и т. п.).

Кинематический анализ в ходе изучения развития рельефа, как и в ходе тектонического исследования, предшествует динамическому анализу. Однако в ходе развития геоморфологии как

науки самостоятельное оформление кинематики рельефа и основывающейся на ней общей методики измерения перемещений земной поверхности неизбежно должно было отстать от генетической геоморфологии, изучающей процессы в связи с вызывающими их силами и агентами. Для измерения, описания или изображения перемещений, вызываемых каждым из процессов, вначале хватало частных, рабочих кинематических приемов. И только после накопления достаточного числа таких приемов появилась потребность их обобщения в единую систему. Следует напомнить, что и кинематика как раздел механики оформилась только в начале XIX в., тогда как динамика создавалась в XVI — XVII вв.

Строящаяся на кинематической основе и охватывающая, таким образом, все рельефообразующие процессы общая методика измерения перемещений земной поверхности рассматривает следующие вопросы.

1. Определение того, что подлежит измерению, т. е. установление количественных показателей (скорость, ускорение и т. п.), характеризующих различные кинематические формы перемещений земной поверхности. Этот вопрос рассматривается в первой главе.

2. Систематизация и анализ методов измерения перемещений земной поверхности, обеспечивающие возможность выбора методов измерения современных перемещений согласно с природой процесса, условиями и задачами его изучения, а также оценку полноты и надежности результатов измерения прошлых перемещений. Этой задаче посвящены вторая и третья главы.

3. Технические приемы производства измерений в настоящей работе затронуты лишь в той мере, в какой это необходимо для понимания сущности методов измерения. Более полные сведения читатель может получить, воспользовавшись ссылками на соответствующую литературу. Методика и техника измерения перемещений земной поверхности затрагивается в столь большом числе трудов из различных областей знания, что приводимая библиография ни в коей мере не является исчерпывающей. Она дана с большей подробностью в отношении методов измерения экзогенных процессов, для которых обобщающие работы, как уже было сказано, отсутствуют. Что касается тектонических движений, то, учитывая сводки (Николаев, 1949, 1962; Хаин, 1954; Белоусов, 1962), содержащие достаточно полную библиографию, мы ограничились преимущественно ссылками, необходимыми по ходу изложения.

4. Обработка результатов измерений. Для этой цели необходим, во-первых, кинематический аппарат, служащий для аналитического описания и графического изображения перемещений, и, во-вторых, вычислительный, преимущественно статистический аппарат. В настоящей работе (в ее первой главе) затрагивается

только кинематический аппарат методов обработки результатов измерений, тесно связанный с вопросами определения количественных показателей перемещений.

Итак, далее основное внимание уделено кинематическим основам методики измерения, описания и изображения перемещений земной поверхности. Вопросы техники производства и обработки результатов измерений отодвинуты на второй план не потому, что они имеют меньшее практическое значение, а потому, что такую сводку может осуществить только коллектив авторов различных специальностей: геодезистов, фотограмметристов, гидрологов, гляциологов, тектонистов и др.

Кинематический анализ, предполагающий абстрагирование от вызывающих движение сил и агентов, является лишь этапом научного исследования. Уяснив на этом этапе общие вопросы методики измерения перемещений земной поверхности, необходимо приложить полученные решения к изучению конкретных процессов. Можно говорить о методике измерения тектонических движений, оползневых, эрозионно-аккумулятивных и других процессов, каждый из которых имеет свои особенности. Далее следует иметь в виду, что измерение перемещений земной поверхности лишь один из составляющих элементов измерения рельефообразующих процессов. Наряду с измерением перемещений необходимо производить измерение вызывающих перемещение сил и агентов: интенсивности атмосферных осадков, скорости водных или воздушных потоков, физико-химических свойств пород и т. д. Методика этих измерений заимствуется из метеорологии, гидрологии, геологии и других областей знания. Но приложение ее к изучению рельефообразования является предметом геоморфологии, выходящим, однако, за рамки настоящей работы.

Прежде чем обратиться к методам измерения и описания перемещений земной поверхности, необходимо остановиться на особенностях этих перемещений. Существующие классификации геоморфологических и геологических процессов исходят из природы действующих сил и агентов и являются генетическими или динамическими (Николаев, 1947; Спиридонов, 1952; Ефремов, 1954; Панюков, 1961). Однако рельефообразующие процессы наряду с генетическими обладают также кинематическими особенностями, предопределяющими, как будет видно ниже, методы описания и измерения перемещений земной поверхности.

Земная поверхность представляет собой границу раздела между литосферой, с одной стороны, гидро- и атмосферой — с другой. Эта граница совпадает в каждый данный момент с вещественной поверхностью литосферы.

Земную поверхность можно разложить на элементы; простейшими из них являются точки земной поверхности, или точки рельефа, под которыми следует понимать участки поверхности,

бесконечно малой площади. Точки земной поверхности, будучи ее геометрическими элементами, совпадают в каждый данный момент с частицами, являющимися ее вещественными элементами. Под частицей земной поверхности мы будем понимать исчезающе малый при данном масштабе обобщения объем горной породы, слагающей поверхность литосферы. Линейно расположенная совокупность точек или частиц образует линию соответственно геометрической или вещественной поверхности земли. От определения точки можно вернуться к определению земной поверхности как непрерывной совокупности точек. То, что земная поверхность может рассматриваться либо как вещественная, либо как геометрическая поверхность, имеет весьма существенное значение при изучении ее перемещений (Девдариани, 1950). Перемещение каких-либо объектов неизбежно связано с установлением их тождественности в последовательные моменты времени. Такое отождествление не встречает затруднений, когда поверхность литосферы перемещается, сохраняя свой вещественный состав. Будет ли это поступательное движение, изгибание, сжатие или растяжение, частицы, слагавшие поверхность в ее первоначальном положении, опишут некоторые траектории и будут по-прежнему слагать поверхность в ее последующем положении. Проследить и измерить такое движение можно, проводя, например, маркировку частиц при помощи наблюдательных реперов и определяя геодезическими или фотограмметрическими методами положение реперов в последовательные моменты времени. Движущуюся поверхность можно считать сложеной одними и теми же частицами лишь в том случае, если взаимное расположение частиц изменяется за время наблюдений в незначительных пределах. Мы назовем этот случай совместным движением частиц горных пород, или смещением земной поверхности.

В противоположность этому раздельным движением частиц горных пород мы будем называть такое движение, при котором взаимное положение частиц изменяется за время наблюдений в широких пределах. Так происходит движение частиц, оторвавшихся от массива и перемещающихся далее под действием силы тяжести (осыпание, обвалы, провалы), водных (склоновый сток, реки, морские течения, подземный сток) и воздушных (ветер) потоков.

Раздельное движение частиц начинается их отрывом от массива в одном месте и кончается осадконакоплением в другом. Вследствие отрыва или накопления частиц земная поверхность изменяет свое положение. При этом там, где происходит снос, на поверхности обнажаются новые частицы, подстилавшие унесенные. В области осадконакопления принесенные частицы перекрывают те, которые прежде слагали поверхность земли. В том и другом случае ранее обнажавшиеся частицы замещаются но-

выми. Таким образом, в случае раздельного движения частиц происходит не перемещение вещественной земной поверхности, сложенной одними и теми же частицами, а перемещение геометрической поверхности раздела между литосферой и атмо- и гидросферами, или, как мы будем называть для краткости, замещение земной поверхности.

Две кинематические формы движения частиц горных пород, которые мы назвали совместным и раздельным движением, довольно четко намечались ранее некоторыми авторами (Бутов, 1935; Авершин и др., 1951).

Отнесение данного процесса к совместному или к раздельному движению частиц, к смещению или к замещению земной поверхности зависит от длительности срока наблюдений. Действительно, один и тот же процесс в течение короткого времени вызовет незначительное изменение взаимного расположения частиц, и движение их можно будет рассматривать как совместное. Но за длительный промежуток времени расположение частиц изменится уже настолько, что движение их окажется раздельным.

В геологическом масштабе времени смещение земной поверхности осуществляется только тектоническими процессами. Однако в дальнейшем мы будем иметь в виду не геологические, а инженерные масштабы времени, в которых смещения земной поверхности происходят вследствие не только тектонических, но также экзогенных процессов. Впрочем, и тут в ряде случаев встает вопрос об отнесении движения к тому или другому типу в зависимости от длительности наблюдений. Это касается движения оползневых масс в текучем или мягкопластичном состоянии, движения каменных потоков и осыпей, движения потоков вязкой лавы, солифлюкции (в узком смысле, как мерзлотного процесса).

Промежуточное положение занимают те суффозионные процессы, в которых одновременно проявляются оба вида движения: вынос части материала (т. е. замещение), сопровождающееся оседанием остающихся на месте частиц (т. е. смещением). Другим особым случаем является селективная эрозия, когда более мелкие частицы уносятся, а более крупный материал остается на месте, образуя так называемые перлювиальные отложения.

В наиболее чистой форме смещение земной поверхности осуществляется в виде упругих колебаний, возникающих при землетрясениях и искусственно вызываемых сотрясениях масс горных пород. Упругие колебания отличаются рядом признаков (колебательный характер, распространение во всех направлениях, большие скорости); оправдывающих их выделение в самостоятельную группу.

Уже давно тектонические движения стали разделять по преобладающему направлению на радиальные или вертикальные

и тангенциальные или горизонтальные. Для измерения тех и других движений служат обычно совершенно различные методы. То же самое можно сказать об экзогенных перемещениях. Например, у оползней преобладает горизонтальная составляющая, и за их перемещением следят, выставляя наблюдательные реперы на поперечнике и определяя горизонтальное смещение. В просадочных явлениях преобладает, наоборот, вертикальная составляющая. Здесь первостепенную роль играет нивелирование наблюдательных реперов, а промерами их смещений в горизонтальной плоскости часто пренебрегают.

Промежуточный случай представляют набухание при разгрузке и гидротермические перемещения, у которых, вообще говоря, преобладает нормальная к поверхности земли составляющая. Однако земная поверхность имеет преимущественно относительно пологие уклоны, и нормальное направление не очень отличается от вертикального. Поэтому указанные два процесса условно можно отнести к смещениям с преобладанием вертикальной составляющей.

Степень изменения взаимного расположения частиц при движении, выражающаяся в виде смещения и замещения земной поверхности, и преобладающее направление смещений положены в основу кинематической классификации рельефообразующих процессов, приводимой в конце книги. Наименования процессов сопровождаются указанием методов, которые либо применяются для их измерения, либо могут быть применены, исходя из кинематических особенностей процесса. Распространение существующих методов измерения на родственные процессы позволяет почти в два раза расширить области их приложения.

Большое значение для выбора метода измерения имеет такая кинематическая характеристика, как скорость перемещения. Скорости перемещений земной поверхности изменяются в огромном диапазоне — от миллиметров в год до метров в секунду. При малых скоростях необходимо применять исключительно точные приборы для измерения перемещений и отодвигать на десятилетия сроки повторных наблюдений. В случае больших скоростей, наоборот, важнее всего захватить момент перемещения и точно измерить время, а для измерения перемещений часто можно использовать очень грубые приемы, вплоть до измерения шагами. Однако широкий диапазон скоростей обнаруживается не только при сопоставлении различных процессов, но и при наблюдении за одним и тем же процессом. Например, скорость эрозии может измеряться и миллиметрами в год, когда профиль реки близок к состоянию равновесия, и метрами в сутки на начальных стадиях образования каналов путем саморазмыва. Вековые тектонические поднятия и опускания сменяются почти мгновенными, иногда достигающими многих метров изменениями уровня почвы при землетрясениях. Поэтому в класси-

фикации рельефообразующих движений по скорости либо генетически одни и те же процессы попали бы в разные градации скоростей, либо определения рельефообразующих процессов пришлось бы придать дополнительные признаки, объясняющие различие в скоростях.

Следует оговорить еще один признак, который не нашел отражения в предлагаемой классификации. Это пространственная локализация рельефообразующих процессов, играющая существенную роль в выборе систем отсчета — тех условно неподвижных объектов, относительно которых измеряется движение. Экзогенные и вулканогенные движения масс горных пород ограничены либо определенной площадью, как например оползни, либо слоем той или иной мощности, как например гидротермические перемещения поверхностного слоя. Вынося опорные реперы за пределы оползня или заглубляя их ниже границы колебаний температуры и влажности, можно получить в чистом виде величину оползания в первом случае и гидротермических движений — во втором.

Иначе обстоит дело с движениями, охватывающими всю земную кору или ее обширные области, как например эпейрогенные или изостатические движения. В этом случае ни один из пунктов наблюдений, связанных с земной корой, не может быть признан неподвижным. Для таких движений приходится искать системы отсчета, связанные не с земной корой, а с уровнем моря, магнитным полем Земли, неподвижными звездами и др.

Уже сама неопределенность выражений «ограниченная» или «обширная» область земной коры говорит о том, что граница между этими двумя видами перемещений условна. В наибольшей мере условность касается тектонических движений, распадающихся на несколько порядков в зависимости от их масштабов.

Глава I

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОЙ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ (субстанциальный метод описания перемещений)

§ 1. Понятие о субстанциальном и локальном методах описания перемещений

В механике сплошных сред пользуются двумя методами кинематического описания движений: субстанциальным, или методом Лагранжа, и локальным, или методом Эйлера. Субстанциальным (вещественным) методом прослеживается состояние материальной частицы, последовательно совпадающей в своем движении с различными элементами пространства. При этом на первый план выдвигается история материальной частицы. Локальный (местный) метод заключается в наблюдении за состоянием различных материальных частиц, проходящих через определенные элементы пространства. На первом плане здесь стоит история элементов пространства.

Покажем, что те же два метода используются для кинематического описания перемещений земной поверхности. На рис. 1 линия $I—I$ изображает профиль земной поверхности, а $m_1, m_2, m_3...$ — частицы, с которыми связаны наблюдательные реперы. В начальный момент частицы $m_1, m_2, m_3...$ совпадают соответственно с точками пространства $a, b, c...$ Следующий замер положения наблюдательных реперов показывает, что частицы $m_1, m_2, m_3...$ переместились и совпали соответственно с другими точками пространства $f, a', a''...$, определяющими новое положение $II-II$ линии поверхности. Прямая, соединяющая первоначальное и последующее положение частицы, представляет собой вектор перемещения частицы. Например, для частицы m_1 этот вектор равен $af = \Delta l$, а отрезки $ap = \xi$ и $aq = \xi$ являются вертикальной и горизонтальной составляющими вектора перемещения. Таким образом, в данном случае представляется возможность следить за перемещением частиц земной поверхности, последовательно совпадающих в своем движении с различными

элементами пространства, т. е. пользоваться субстанциальным методом описания движения.

Но результаты тех же самых наблюдений могут быть интерпретированы еще и другим образом. Линия $II-II$ располагается ниже линии $I-I$, т. е. перемещение частиц повлекло за собой

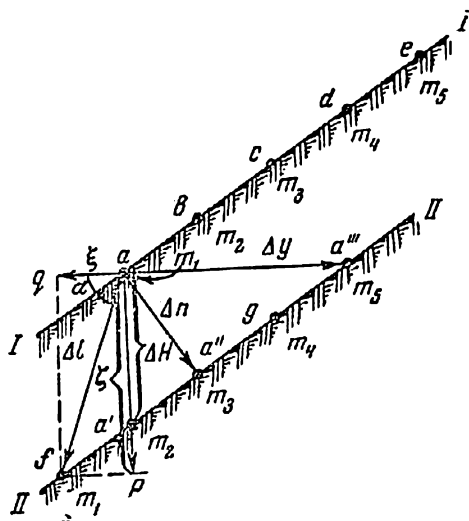


Рис. 1. Перемещение частиц и перемещение точки земной поверхности

понижение поверхности. Величина понижения в данной точке a составляет $aa' = \Delta H$. Эта величина является, очевидно, перемещением, но оно не может быть отнесено к какой-либо частице. Действительно, частица m_1 , совпадавшая с точкой a , перешла в точку f , а в точке a_1' оказалась совсем другая частица m_2 , ранее совпадавшая с точкой b . Следовательно, отрезок $aa' = \Delta H$ представляет собой вертикальное перемещение точки геометрической поверхности земли. Траскторией движения этой точки служит вертикальная линия, и в своем движении точка совпадает с различными частицами, оказывающимися в последовательные моменты времени на пересечении данной вертикали с поверхностью земли. Вертикальное перемещение aa' точки a и вертикальная составляющая ap перемещения частицы m_1 совпадают по направлению, но отличны по величине.

Если рассматриваемая поверхность представляет собой берег реки или моря, то для решения ряда практических задач появляется необходимость выяснить, насколько берег отодвинулся в горизонтальном направлении. Это можно установить, измерив горизонтальное расстояние между линией $I-I$ и ее последую-

щим положением $II-II$. В частности, точка a , совпадавшая сперва с частицей m_1 , переместилась в точку a''' и совпала с частицей m_3 , совершив горизонтальное перемещение $aa''' = \Delta y$, отличное как по величине, так и по направлению от горизонтальной составляющей ξ перемещения частицы m_1 .

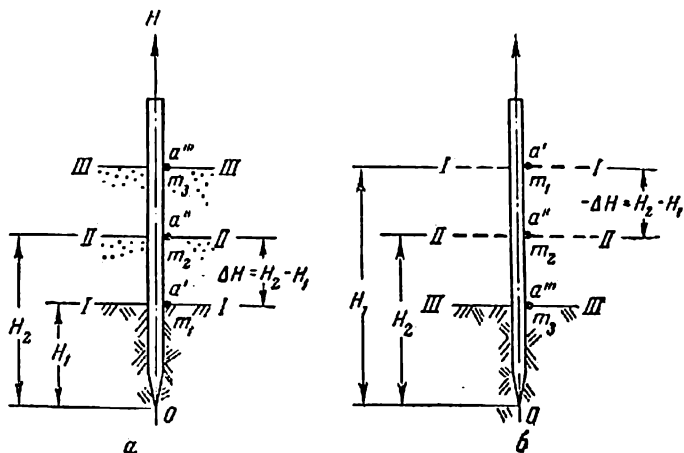


Рис. 2. Перемещение точки земной поверхности, определяемое путем повторных замеров длины свободного конца стержня.
 a — осадконакопление, b — снос

Таким образом, результаты наблюдений за движением частиц смещающейся поверхности земли, сохраняющей свой вещественный состав, могут быть представлены как в виде перемещений индивидуальных частиц по их истинным траекториям, так и в виде перемещений точек геометрической поверхности земли по условным, заранее заданным вертикальным или горизонтальным траекториям.

Обратимся к случаю замещения поверхности, сопровождающегося изменением ее вещественного состава в результате сноса или осадконакопления. Одним из методов измерения подобных перемещений являются повторные замеры длины свободного конца забитого в грунт стержня. На рис. 2 изображен такой стержень, забитый вертикально, и ряд последовательных положений поверхности: $I-I$, $II-II$, $III-III$. Замерив первоначальную свободную длину стержня, мы определим положение точки a' поверхности, совпадающей с частицей m_1 ; второй замер даст положение точки a'' , находящейся на той же вертикали, но совпадающей уже с другой частицей m_2 и т.д. Таким образом, повторяя замеры, мы будем наблюдать за движением точки поверхности, совпадающей с различными частицами, оказавшимися

в момент замера на пересечении поверхности с вертикальной траекторией точки, овеященной в виде стержня. Стержень можно было бы забить горизонтально, как это делается при наблюдениях за отступанием крутых склонов и обрывов. Тогда наблюдалось бы не вертикальное, а горизонтальное перемещение точки.

Обобщим эти примеры. Точки поверхности, в отличие от слагающих ее частиц, сами по себе индивидуальностью не обладают. Установление их взаимного соответствия в различные моменты времени требует дополнительных условий. В качестве таковых вводится система линий, однократно пересекающих поверхность в ее мгновенных положениях и не пересекающихся одна с другой. На поверхности земли этим условиям обычно удовлетворяют вертикальные линии, затем линии, нормальные к мгновенным положениям поверхности, и в известных пределах горизонтальные линии, нормальные к мгновенным положениям изогипс.

Точки пересечения каждой из таких линий с поверхностью земли в ее последовательных положениях рассматриваются как последовательные положения точки поверхности, движущейся по такой линии, как по своей траектории.

Мгновенное положение геометрической поверхности земли определяется расположением совокупности частиц, слагающих ее в данный момент. Мгновенное положение точки поверхности определяется мгновенным положением частицы поверхности, совпадающей в данный момент с траекторией точки. Таким образом, наблюдая за движением точки поверхности по ее траектории, мы отмечаем последовательное прохождение частиц поверхности через заданную траекторию точки. Иначе говоря, траектория точки является элементом пространства, сквозь который проходят частицы; состояние частиц определяется их положением на траектории. Но это соответствует приведенному определению локального метода механики сплошных сред, который, таким образом, оказывается методом описания перемещений геометрических элементов земной поверхности.

Субстанциальный метод, позволяющий проследить судьбу отдельных частиц поверхности, приводит к более полным и содержательным результатам, чем локальный метод. Но эта полнота описания достигается за счет большей сложности. Движение частицы, будучи пространственным, требует для своего описания, вообще говоря, шести уравнений: трех — для составляющих перемещения и трех — для составляющих вращения. Если на практике обычно ограничиваются тремя составляющими перемещения, а иногда всего лишь одной, то такое описание несовершенно. Между тем в локальном методе движение точки одномерное, и его описание исчерпывается всего лишь одним уравнением.

Другая слабая сторона субстанциального метода заключается в том, что при описании перемещений земной поверхности он может быть использован только в случае ее смещения, когда поверхность сохраняет свой вещественный состав и когда, кроме того, измерение перемещений было произведено методами, допускающими прослеживание движения индивидуальных частиц. При замещении движущиеся частицы теряют связь с поверхностью и субстанциальный метод не может быть использован для описания движения поверхности. Заметим, что в этом случае субстанциальный метод может послужить для наблюдения за движением оторвавшихся частиц при использовании балансовых методов измерения перемещений.

Преимуществом локального метода перед субстанциальным является, во-первых, как уже было сказано, его простота. Во-вторых, применение этого метода не связано какими-либо ограничениями. Любой вид перемещений земной поверхности — будь это смещение или замещение — сводится к изменению ее геометрических очертаний и, следовательно, может быть описан с помощью локального метода. Но у локального метода есть и своя слабая сторона. При пользовании им описание перемещений ведут формально, отвлекаясь от действительного движения частиц и прибегая к такой предельной математической абстракции, как точка геометрической поверхности, лишенная конкретного материального носителя и совпадающая в различные моменты с различными частицами.

Наряду с понятием о земной поверхности в геоморфологии существует понятие о формах рельефа. Формы рельефа представляют собой геометрические тела (Ефремов, 1949; Девдариани, 1957), и для описания их движения применяются методы кинематики твердого и деформируемого тела.

§ 2. Перемещение частицы земной поверхности

Начнем с характеристики перемещений вещественной поверхности земли и, в частности, с перемещений одной лишь частицы поверхности, поскольку для этой цели используются почти все основные кинематические представления теоретической механики. Это позволит ввести читателя в круг кинематических понятий и связанных с ними математических операций. Вместе с тем частицы являются простейшими элементами, из которых состоят вещественные линии и участки земной поверхности. Поэтому кинематические приемы описания движения частицы составляют основу характеристики движения более сложных объектов.

На практике наблюдения за движением всего лишь одной частицы ведутся либо для получения самых общих, приближенных представлений о движении, либо, наоборот, при очень точных и тщательных исследованиях. Вместе с тем нередко

движение совокупности частиц подменяется движением какой-либо одной из них, наиболее типичной, или осредненным движением.

а) Разложение перемещения частицы на составляющие. Для наблюдения за перемещениями вещественной поверхности земли широко применяется маркировка частиц поверхности при помощи окраски камней, закладки наблюдательных реперов и т. п. Произведя ряд повторных определений положения наблюдательного репера, мы получим последовательные положения маркируемой им частицы. Строго говоря, это не будет элементарная частица в понимании механики, к которой

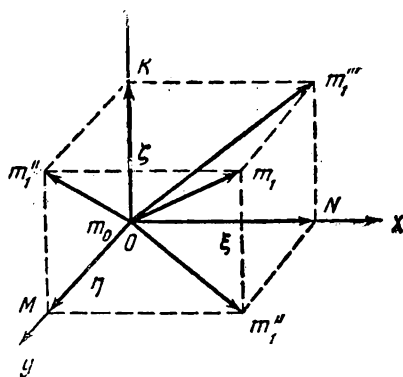


Рис. 3. Общий случай разложения вектора перемещения частицы земной поверхности на составляющие

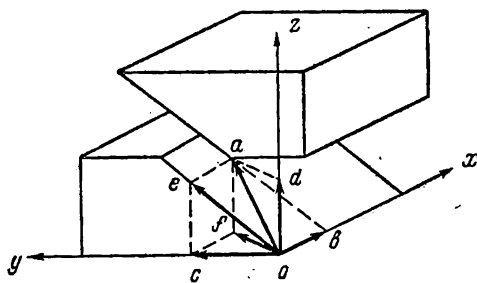


Рис. 4. Разложение на составляющие перемещения по сбросу (по Белоусову, 1954)

только и могут относиться приводимые ниже выводы. Частица с точки зрения механики должна представлять собой элемент горной породы исчезающе малых размеров. Наблюдательный репер связан со множеством таких частиц. Как будет показано в § 22, это вносит осложнения, которые следует учесть, прежде чем отождествлять результаты реперных наблюдений с движением элементарной частицы.

Движение частицы земной поверхности является в общем случае пространственным, трехмерным. Сложность непосредственного изучения трехмерного движения вынуждает разлагать его на составляющие. Рассмотрим два соседних положения частицы: m_0 и m_1 (рис. 3). Поместим в точке O , совпадающей с первоначальным положением частицы m_0 , начало прямолинейной прямоугольной (декартовой) системы координат с осями x , y , z . Соединим m_0 и m_1 прямой. Длина прямой будет выражать в масштабе чертежа величину перемещения $m_0 m_1 = \Delta l$ частицы из положения m_0 в положение m_1 . Таким образом, перемещение является направленной величиной, т. е. вектором.

Восставим из m_1 перпендикуляры к осям координат x , y , z . Они отсекут отрезки ξ , η и ζ , являющиеся проекциями вектора перемещения на координатные оси или, иначе говоря, составляющими вектора перемещения по координатным осям. Восставим далее из той же точки m_1 перпендикуляры к координатным плоскостям yOz , xOy и xOz . Соединим основания этих перпендикуляров m'_1 , m''_1 и m'''_1 с началом координат O . Полученные отрезки Om'_1 , Om''_1 , Om'''_1 будут представлять собой проекции вектора перемещения на координатные плоскости или составляющие вектора перемещения в координатных плоскостях. Из рис. 3 нетрудно усмотреть, что каждый из этих векторов в свою очередь может быть разложен на составляющие вдоль двух координатных осей: вектор Om'_1 на векторы η и ξ и т. д.

В приложении к перемещениям земной поверхности указанное разложение вектора перемещения на составляющие рассматривалось С. Г. Авершиным (1941) для сдвижений под влиянием горных разработок с той разницей, что он принимает положительным направление оси z вниз. Было бы, однако, целесообразно условиться всегда считать положительным направление вертикальной оси вверх независимо от преобладающего направления перемещений в данном частном процессе.

Подобным же образом разлагают, например, перемещение по разрыву (рис. 4). При этом положительным принимают направление оси z вертикально вверх, оси x — по простиранию сместителя, оси y — перпендикулярно к плоскости xOz . Составляющую Od по оси z называют высотой перемещения; составляющую Ob по оси x — перемещением по простиранию или сдвиговым перемещением, составляющую $Oс$ по оси y — шириной перемещения или сближением (расхождением). Проекцию перемещения Ol на плоскость yOz называют перемещением по падению или сбросовым перемещением, проекцию Of на плоскость xOy — горизонтальным перемещением; проекция на плоскость yOz в случае разрыва интереса не представляет.

Разложение перемещения на составляющие производится уже в процессе измерения. Чаще измеряется не полная величина перемещения, а именно его составляющие. Зная составляющие вектора перемещения ξ , η , ζ вдоль координатных осей, можно, как это было показано, в частности, С. Г. Авершиным (1941) для сдвижений под влиянием горных разработок, восстановить полную величину вектора перемещения $m_0m_1 = \Delta l$. Для этого сперва в каждой координатной плоскости (см. рис. 3) из концов составляющих вектора перемещения η и ζ , ξ и η , ξ и ζ следует восставить перпендикуляры к осям координат до пересечения в точках m'_1 , m''_1 , m'''_1 . Из них в свою очередь восставляются перпендикуляры к координатным плоскостям до пересечения в искомой точке m_1 . Прямая, соединяющая m_0 и m_1 , будет полным вектором перемещения.

В более общем случае начальное положение частицы может не совпадать с началом координат 0. При этом составляющие перемещения будут равны разности значений координат частицы в двух последовательных положениях:

$$\Delta\xi = \xi_2 - \xi_1 \quad (1a)$$

$$\Delta\eta = \eta_2 - \eta_1 \quad (1b)$$

$$\Delta\zeta = \zeta_2 - \zeta_1. \quad (1b)$$

Полная величина перемещения будет равна

$$\Delta l = \sqrt{(\Delta\xi)^2 + (\Delta\eta)^2 + (\Delta\zeta)^2}. \quad (2)$$

Если преобладает горизонтальная составляющая, как например на оползнях, полезно определять проекцию вектора перемещения на горизонтальную плоскость

$$d = \sqrt{(\Delta\xi)^2 + (\Delta\eta)^2}, \quad (3)$$

тангенс азимута перемещения

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta\xi}{\Delta\eta} \quad (4)$$

и тангенс угла наклона вектора перемещения к горизонту

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{\Delta\zeta}{d} = \frac{\Delta\zeta}{\sqrt{(\Delta\xi)^2 + (\Delta\eta)^2}}. \quad (5)$$

Формулы (1), (2), (3), (4), (5) предлагались для описания движения оползней Е. П. Емельяновой (1956).

При движении каменных потоков, ледников, некоторых типов оползней, при дефлюкции и солифлюкции — в общем, когда перемещение горных пород происходит в виде потока, — геометрическая поверхность земли на некотором ее участке может оставаться неподвижной, между тем как слагающие ее частицы смещаются вдоль поверхности. На рис. 5 изображены последовательные положения $a, a', a'', a''' \dots$ частицы, движущейся по такой неподвижной в геометрическом смысле поверхности $I-I$. Если бы были известны только два положения частицы: a и a''' , вектор перемещения был бы равен длине секущей aa''' . В промежуточных положениях $a'', a' \dots$ вектор перемещения совпадает соответственно с секущими $aa'', aa' \dots$ и в пределе, при элементарном перемещении частицы на бесконечно малое расстоя-

ние, направлен по касательной $t-t$ к поверхности в данной точке a . Следовательно, в этом случае направление перемещения частицы совпадает с касательной в данной точке поверхности, т. е. имеет место тангенциальное перемещение частицы.

В более общем случае перемещение горных пород в виде потока сопровождается изменением положения геометрической поверхности земли. Такой случай показан на рис. 6, где линия $I-I$ изображает предыдущее положение участка поверхности и a — положение некоторой частицы, а $II-II$ и a^I — их весьма близкое последующее положение. Действительное перемещение частицы изображено линией aa^I . Вместе с тем можно представить, что

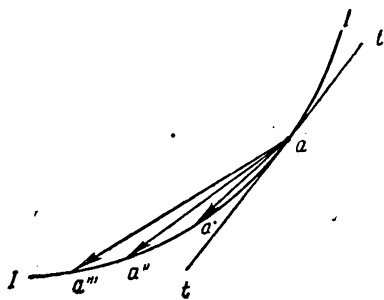


Рис. 5. К определению тангенциального перемещения частицы земной поверхности

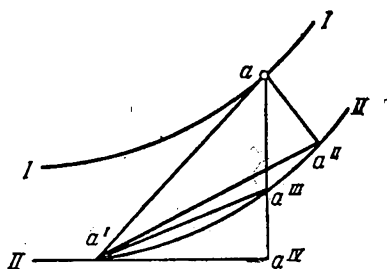


Рис. 6. Разложение перемещения частицы земной поверхности на нормальную, тангенциальную, вертикальную и горизонтальную составляющие

поверхность из положения $I-I$ сперва переместилась параллельно самой себе (такое представление допустимо, поскольку речь идет об элементарном перемещении) и заняла положение $II-II$, причем данная частица a претерпела нормальное к поверхности перемещение aa^I . После этого произошло тангенциальное перемещение $a^I a^I$ частицы вдоль поверхности $II-II$. Таким образом, полное перемещение aa^I окажется разложенным на две составляющие: нормальную aa^I и тангенциальную $aa^II a^I$.

Пример такого разложения перемещения для частицы поверхности ледника находим у Гафели и Кассера (Haffeli u. Kasser, 1948).

Перемещение aa^I можно разложить также на вертикальную aa^III и тангенциальную $a^III a^I$ составляющие (см. рис. 6), как это было сделано, опять-таки для поверхности ледника, Джерамом (Gerrard a otr, 1952).

Определение одной лишь тангенциальной составляющей перемещения является простейшим видом наблюдений за движением каменных потоков, ледников, оползней, когда смещение наблюдательных реперов относительно первоначального поло-

жения створа измеряется мерной лентой без введения поправки на наклон поверхности.

б) Т р а е к т о р и я ч а с т и ц ы. Соединим наблюдаемые последовательные положения частицы плавной кривой или отрезками прямых, образующими ломаную линию. Эта кривая или ломаная линия называется траекторией частицы. Насколько

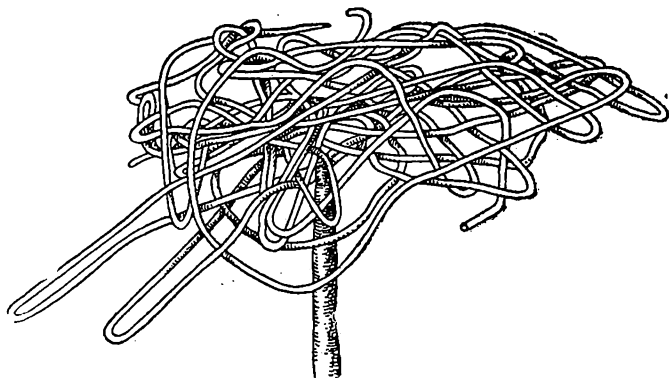


Рис. 7. Пространственная модель, построенная по данным сейсмометрических наблюдений и изображающая часть пути, пройденного частицей земной коры во время землетрясения в Токио 15 января 1887 г. (по Огу, 1938)

сложной может быть траектория частицы земной поверхности, показывает модель, построенная на основании записи сейсмографа (рис. 7). Траектории частиц, обусловленные оползневыми подвижками, тектоническими движениями и сдвигами под влиянием горных разработок, имеют более простой вид. Впро-

Т а б л и ц а 1

Изменение координат частицы земной поверхности
в зависимости от времени

Дата замера	Время, в годах	Координаты частицы, мм		
		ξ	η	ζ
5.IX 1948	0,0	0,0	0,0	0,0
21.VII 1950	1,9	2,7	1,2	2,2
1.III 1951	2,6	3,5	2,9	3,7
17.VIII 1951	2,95	3,8	3,75	4,3
7.III 1952	3,5	4,1	5,4	5,0
10.III 1953	4,5	3,0	8,2	5,7

чем, простота их в значительной мере объясняется недостаточной частотой наблюдений. При большой частоте наблюдений траектория частицы ледника приобретает, как показал Миллекан (Millesamps, 1956), очень сложные очертания.

Пространственная модель траектории, изображенная на рис. 7, может служить лишь иллюстрацией. Точное изображение траектории достигается путем построения ее проекций на координатные плоскости. Воспользуемся в качестве примера данными, приведенными в табл. 1.

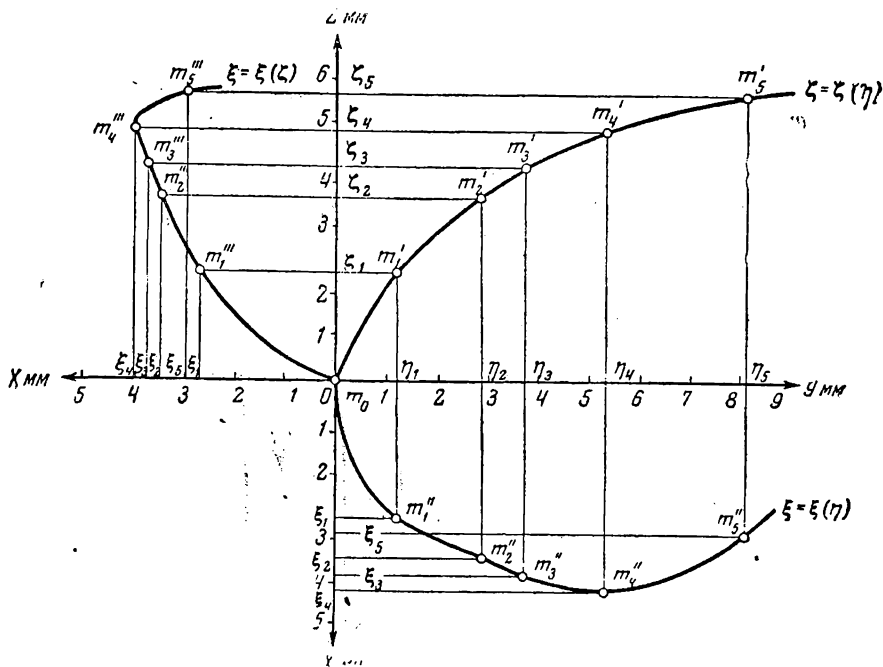


Рис. 8. Проекция траектории частицы земной поверхности на координатные плоскости

На рис. 8 координатные плоскости yOz , xOy и xOz развернуты на плоскость чертежа. По осям координат отложены, согласно табл. 1, последовательные значения координат частицы: $\xi_1, \xi_2, \xi_3 \dots$ — по оси x , $\eta_1, \eta_2, \eta_3 \dots$ — по оси y , $\zeta_1, \zeta_2, \zeta_3 \dots$ — по оси z . В оставшим в плоскости yOz перпендикулярны к оси y из точек $\eta_1, \eta_2, \eta_3 \dots$ и к оси z из точек $\zeta_1, \zeta_2, \zeta_3 \dots$ до их взаимного пересечения. Оно произойдет в точках $m_1, m_2, m_3 \dots$, представляющих проекции движущейся частицы на плоскость yOz в моменты $t_1, t_2, t_3 \dots$. Соединяя $m_0, m_1, m_2, m_3 \dots$ плавной кривой (или ломаной линией), получим проекцию траектории на координатную

плоскость yOz . Аналогичным образом строятся проекции траектории на плоскости xOy и xOz . Чаше ограничиваются исследованием двух или одной проекции траектории. Изобразив траекторию в горизонтальной проекции, можно показать ее пространственное положение, приписав к каждому отрезку угол его наклона к горизонту (Емельянова, 1956).

Место проекции частицы на каждой из проекций траектории определяется значениями двух координат. Установив функциональную связь между этими двумя координатами, можно получить уравнения проекций траектории, имеющие следующий вид для плоскости xOy :

$$\xi = \xi(\eta), \quad (6a)$$

для плоскости xOz :

$$\zeta = \zeta(\xi), \quad (6б)$$

для плоскости yOz :

$$\zeta = \zeta(\eta). \quad (6в)$$

в) Движение частицы во времени. Траектория и вектор перемещения характеризуют движение частицы только с геометрической стороны. Они ничего не говорят о том, в какие

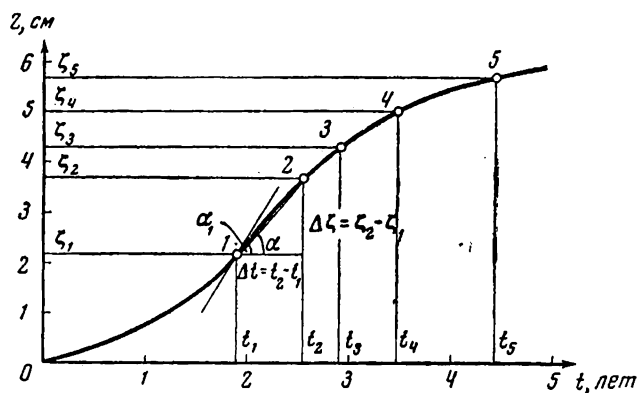


Рис. 9. Зависимость вертикальной составляющей перемещения ζ частицы земной поверхности от времени t .

моменты частица занимала то или иное положение на траектории и за какие сроки совершалось перемещение. Это можно показать, приписав к отдельным точкам траектории соответствующие даты (Кульбах и Коротков, 1934). Более наглядную картину дают графики зависимости пути, пройденного частицей, от времени. Для оползней такие графики строились Е. П. Емельяновой (1956). Однако при измерении движений земной поверхности непосредственно определяется, как правило, не положение частицы на траектории, а координаты частицы. Поэтому чаще

строят графики зависимости от времени не пути, а координат частицы. На рис. 9, по данным табл. 2, построен такой график для вертикальной составляющей движения частицы. Ниже мы встретимся с такого рода графиками для тектонических движений, осадок сооружений, сдвижений под влиянием горных разработок или выщелачивания подстилающих пород. Аналогичным образом строятся графики зависимости от времени горизонтальной составляющей перемещения, например, оползней и ледников.

Если путь, пройденный частицей по траектории, обозначить через l , то его зависимость от времени запишется в виде уравнения:

$$l=l(t). \quad (7)$$

Зависимость каждой из координат точки от времени записывается уравнениями движения:

$$\xi=\xi(t) \quad (8a)$$

$$\eta=\eta(t) \quad (8б)$$

$$\zeta=\zeta(t). \quad (8в)$$

В литературе уравнение (7) использовалось для описания оползневых движений (Емельянова, 1956), а уравнения (8) для описания сейсмических колебаний.

От уравнений движения (8) можно вернуться к уравнениям траектории (6) путем исключения времени. Так, чтобы получить уравнение (6в), решим уравнение (8б) относительно

$$t=t(\eta) \quad (9)$$

и подставим (9) в (8в). В результате получим

$$\zeta=\zeta(t)=\zeta[t(\eta)]=\zeta(\eta), \quad (10)$$

т. е. искомое уравнение (6в).

г) Скорость перемещения частицы. Из табл. 1 видно, что за промежуток времени между 1.III и 17.VIII 1951 г. действительно 0,35 года частица переместилась по вертикали на 0,6 мм, а между 17.VIII 1951 и 7.III 1952 г., т. е. за 0,55 года, — на 0,7 мм. Второе перемещение больше первого, но и произошло оно за больший промежуток времени. В какой же из этих двух промежутков времени частица двигалась быстрее? Чтобы ответить на этот вопрос, разделим в каждом случае величину перемещения на промежуток времени, за который оно произошло.

В первом случае получим $\frac{0,6}{0,35}=1,7$ мм в год, а во втором $\frac{0,7}{0,55}=1,3$ мм в год. Теперь, когда величины перемещений отнесены к одинаковому промежутку времени, видно, что за первый

промежуток перемещение происходило быстрее, чем за второй, на $1,7 - 1,3 = 0,4$ мм в год.

Отношение величины перемещения $\Delta l = l_2 - l_1$ к промежутку времени $\Delta t = t_2 - t_1$, за который оно произошло, называется средней скоростью перемещения за данный промежуток времени:

$$v = \frac{\Delta l}{\Delta t} = \frac{l_2 - l_1}{t_2 - t_1}. \quad (11a)$$

Понятие о скорости служит для сравнения перемещений, происходящих за неодинаковые промежутки времени. Составляющие средней скорости перемещения вдоль координатных осей равны

$$v_x = \frac{\Delta \xi}{\Delta t} = \frac{\xi_2 - \xi_1}{t_2 - t_1}; \quad (11б)$$

$$v_y = \frac{\Delta \eta}{\Delta t} = \frac{\eta_2 - \eta_1}{t_2 - t_1}; \quad (11в)$$

$$v_z = \frac{\Delta \zeta}{\Delta t} = \frac{\zeta_2 - \zeta_1}{t_2 - t_1}. \quad (11г)$$

Для оползневых смещений эти выражения приводились Е. П. Емельяновой (1956).

Значения скорости, определяемые уравнениями (11), являются средними за некоторый промежуток времени, который может измеряться месяцами и годами. Так, в табл. 2 последних два замера — 7.III 1952 г. и 10.III 1953 г. — разделены промежутком времени в один год, для которого в табл. 2 вычислена средняя скорость, равная 0,7 мм в год. Представляет интерес значение истинной скорости в данный момент, например 7.III 1952 г. К решению этой задачи можно подойти, вычисляя значения скорости для все более и более коротких промежутков времени, следующих за данным моментом (см. табл. 3 и рис. 10).

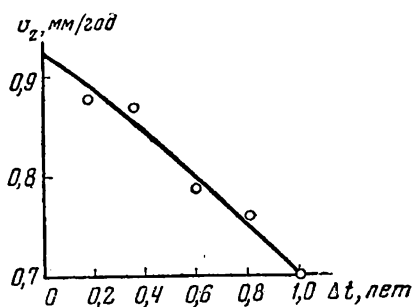


Рис. 10. Зависимость величины вертикальной составляющей средней скорости v_z частицы земной поверхности от промежутка времени Δt , для которого она вычисляется

Зависимость величины скорости от промежутка времени, за который она вычисляется, обратила на себя особенное внимание при изучении тектонических движений. Выяснилось, что чем меньше промежуток времени, для которого производится осреднение скоростей, тем больше скорость. Это четко показывает

Таблица 2

Вычисление средней скорости и ускорения частицы земной поверхности

Даты замера	t	Δt	ξ	$\Delta \xi$	$v_z = \frac{\Delta \xi}{\Delta t}$	$w_z = \frac{\Delta v_z}{\Delta t}$
	В годах		мм		мм/год	мм/год ²
5.IX 1948	0	0	0	—	1,45	—
21.VII 1950	1,9	1,9	2,2	2,2	2,1	+1,35
1.III 1951	2,6	0,7	3,7	1,5	1,7	-1,15
17.VII 1951	2,95	0,35	4,3	0,6	1,3	-0,73
7.III 1952	3,5	0,55	5,0	0,7	0,7	-0,6
10.III 1953	4,5	1,0	5,7	0,7	—	—

Таблица 3

Зависимость скорости движения частицы от промежутка времени, для которого производится осреднение

От 7.III 1952 до	Δt , в годах	$\Delta \xi$, мм	$v_z = \frac{\Delta \xi}{\Delta t}$, мм/год
10.III 1953	1,00	0,70	0,70
3.I 1953	0,80	0,61	0,76
1.XI 1952	0,63	0,50	0,79
12.VII 1952	0,35	0,305	0,87
8.V 1952	0,17	0,15	0,88

Таблица 4

Порядок скорости тектонических движений в зависимости от промежутка времени, для которого производится осреднение

Промежуток времени	В областях геосинклиналей	В областях платформ
Десятки млн. лет	десятые доли мм в год	сотые доли мм в год
Миллионы лет	мм в год	до 1 мм в год
Тысячи лет	до 1 см в год	мм в год
Сотни и десятки лет	см в год	до 1 см в год
Единицы лет и менее	до 10 см в год	см в год

табл. 4, составленная М. В. Гзовским, В. Н. Крестниковым и Г. И. Рейснером (1959).

Это обстоятельство объясняется тем, что тектонические движения обладают периодичностью, причем в течение больших

промежутков времени они успевают менять свой знак на обратный.

Вернемся к табл. 3 и рис. 9. Из них видно, что с уменьшением промежутка времени Δt уменьшается также величина перемещения $\Delta \zeta$. В пределе своего убывания каждая из этих величин стремится к нулю, а их отношение $\frac{\Delta \zeta}{\Delta t}$ — к некоторой постоянной величине, называемой производной функцией ζ по аргументу t , обозначаемой символом $\frac{d\zeta}{dt}$ и представляющей собой истинную скорость в данный момент. В рассматриваемом примере истинная скорость 7.III 1952 г. определяется экстраполяцией кривой на рис. 10 и равна 0,92 мм в год, тогда как средняя скорость между 7.III 1952 г. и 10.III 1953 г. была 0,7 мм в год.

Таким образом, истинное значение вертикальной составляющей скорости представляет производную вертикальной составляющей перемещения ζ по времени t в данный момент:

$$V_z = \frac{d\zeta}{dt}. \quad (12a)$$

Для двух других составляющих аналогично имеем

$$V_x = \frac{d\xi}{dt}, \quad (12б)$$

$$V_y = \frac{d\eta}{dt}. \quad (12в)$$

С течением времени скорость изменяется:

$$v = v(t), \quad (13)$$

что может быть изображено в виде кривой зависимости от времени, построенной по данным табл. 2 (рис. 11).

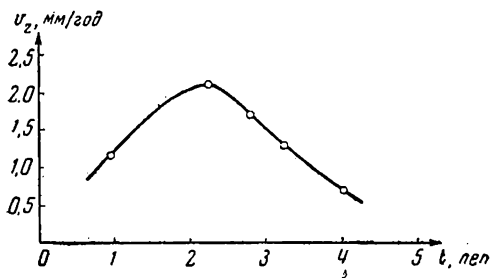


Рис. 11. Зависимость вертикальной составляющей скорости v_z частицы земной поверхности от времени t

Такие кривые строятся для вертикальной составляющей скорости тектонических движений, сдвижений под влиянием горных разработок, проседаний вследствие подземного выщелачивания, горизонтальной составляющей скорости движения ледников, каменных потоков и др.

Вернемся к рис. 9 и отложим для какого-либо участка кривой значения $\Delta \zeta$ и Δt . Назовем α угол наклона к оси абсцисс секущей, проведенной че-

рез точки, которые ограничивают данный участок кривой. Согласно чертежу и выражению (11) имеем:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta \xi}{\Delta t} = v_z. \quad (14)$$

Таким образом, средняя скорость численно равна тангенсу угла наклона секущей, проведенной через соответствующие точки кривой зависимости перемещения от времени, к оси абсцисс. С убыванием $\Delta \xi$ и Δt скорость стремится к своему истинному значению, равному производной $\frac{d\xi}{dt}$, а секущая — к касательной к кривой в данной точке, наклоненной под углом α_1 . Тангенс этого угла выражает собой истинную скорость:

$$\operatorname{tg} \alpha_1 = \frac{d\xi}{dt} = V_z. \quad (15)$$

Чем круче наклонен данный участок кривой зависимости перемещения от времени, тем скорость больше; чем положе кривая, тем скорость меньше. Прием исследования крутизны графиков движения в целях относительной оценки скорости рекомендовался в случае тектонических движений и оползневых смещений (Хаин, 1954; Емельянова, 1956; Бубнов, 1960).

Кривая зависимости истинной скорости от времени может быть получена путем графического дифференцирования, предлагавшегося, например, для оползневых движений Г. И. Тер-Степаняном (1955). С этой целью определяют углы наклона кривой зависимости перемещения от времени и тангенсы углов откладываются на графике в виде функции времени. Полученная кривая и будет изображать, согласно уравнению (15), истинную скорость.

д) Ускорение частицы. С описаниями равномерного, происходящего с постоянной скоростью движения земной поверхности приходится сталкиваться очень часто. Но это связано не со свойствами самого движения, а с тем, что во многих случаях, особенно при измерении перемещений, совершавшихся в прошлом, известны всего лишь два положения частицы. Это позволяет определить только среднюю скорость и вынуждает условно считать движение равномерным. При этом истинная скорость может существенно отличаться от средней. Показательны наблюдения Вешборна и Гольдвейта (Washburn a. Goldwait, 1937) за движением ледника. Уменьшая сроки наблюдений от полусуточных до полу- и четвертьчасовых, они получали каждый раз отличные друг от друга графики движения со все большим числом пиков. Для тектонических движений аналогичное явление наглядно иллюстрируется рис. 12. Для сдвижений под влиянием горных разработок влияние частоты измерений на средние движения отмечалось И. М. Бахуриным (1946). Практически осреднение избегается при пользовании самописцами (мареографами, криокинографами).

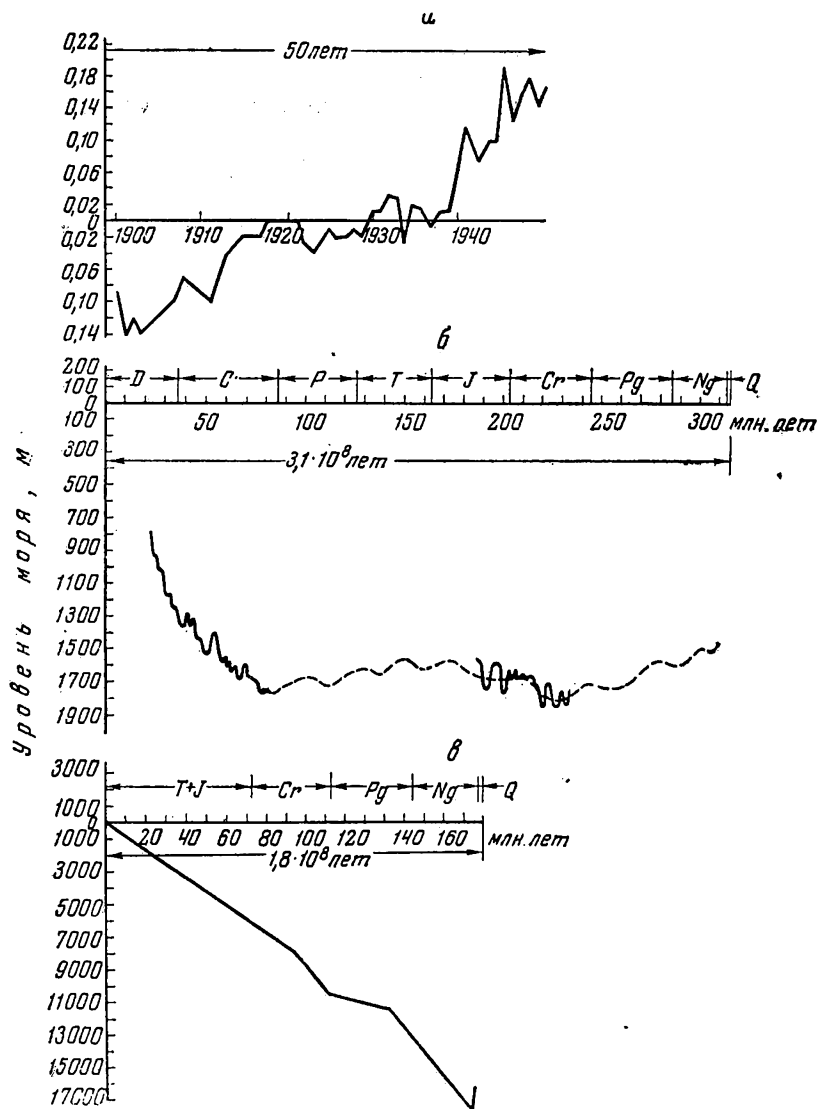


Рис. 12. Зависимость вертикальной составляющей тектонических движений от времени t .

а — за единицы лет; б — за миллионы лет; в — за десятки миллионов лет (по Тзовскому, Крестникову и Рейснеру, 1959)

Итак, скорость движения с течением времени, как правило, изменяется. Если она возрастает, как например в начальной части кривой на рис. 11, движение называется ускоренным; если скорость со временем убывает, как это происходит в конечной части той же кривой, движение называется замедленным. Для количественной оценки возрастания или убывания скорости служит величина, именуемая ускорением. Она представляет отношение приращения скорости $\Delta v = v_2 - v_1$ к соответствующему промежутку времени $\Delta t = t_2 - t_1$

$$w = \frac{\Delta v}{\Delta t} = \frac{v_2 - v_1}{t_2 - t_1} \quad (16)$$

При равномерном движении $w=0$, при ускоренном $w>0$, при замедленном $w<0$. Подобно скорости ускорение разлагается на три составляющие. В табл. 2

произведен в качестве примера подсчет вертикальной составляющей ускорения для движения земной поверхности, заданного в табл. 1. На рис. 13 результаты этого подсчета представлены в виде графика зависимости ускорения от времени. Величина ускорения может быть определена также графоаналитическим путем как тангенс угла наклона касательной к кривой зависимости скорости от времени. Когда движение задано аналитически, ускорение вычисляется как производная скорости по времени или вторая производная перемещения по времени:

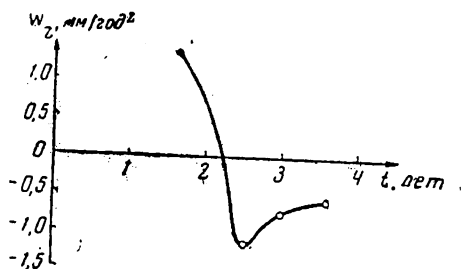


Рис. 13. Зависимость вертикальной составляющей ускорения w_z частицы земной поверхности от времени t

$$w = \frac{dv}{dt} = \frac{d}{dt} \left(\frac{dl}{dt} \right) = \frac{d^2 l}{dt^2} \quad (17)$$

Ускорение указывает на тенденцию развития — является ли процесс нарастающим или затухающим. Можно указать примеры численного анализа изменения во времени скорости движения оползней и ледников с выражением увеличения или уменьшения скорости в процентах (Jakli, 1948; Sharp, 1954; Пальгов, 1956). В аналитической и графической форме представление об ускорении было использовано Каммерером (Kammerer, 1960) при исследовании смещений поверхности, под нагрузкой от сооружений и вследствие подземного выщелачивания. Что касается сейсмологии, то тут величина ускорения обычно используется не для описания движения, а для определения силы сотрясений.

е) Примеры аналитического описания движения частицы. В качестве первого примера рассмотрим сейсмические колебания частицы (Голицин, 1912). Простейшим видом уравнения составляющей колебаний вдоль оси x является

$$\xi = a \sin \frac{2\pi}{T} t. \quad (18)$$

Это так называемое гармоническое колебание. При значениях $t = 0; \frac{T}{2}; \frac{3T}{2}$ имеем $\sin \frac{2\pi}{T} t = 0$, а следовательно, $\xi = 0$, т. е. частица в эти моменты проходит через положение равновесия. В моменты $t = \frac{T}{4}, \frac{5T}{4}, \frac{9T}{4} \dots$ имеем $\sin \frac{2\pi}{T} t = +1$ и $\xi = +a$, т. е. частица максимально отклоняется от положения равновесия в положительном направлении оси x . При $t = \frac{3T}{4}, \frac{7T}{4}, \frac{11T}{4} \dots$ имеем $\sin \frac{2\pi}{T} t = -1$ и $\xi = -a$, т. е. частица получает наибольшее отклонение от положения равновесия в отрицательном направлении оси x . Нанося в системе координат x, t полученные значения ξ и соединяя их плавной кривой, получим график гармонического колебания частицы, изображенный на рис. 14а. Напомним, что наибольшее отклонение частицы от положения равновесия a называется амплитудой колебания. Промежуток времени T , в течение которого частица совершает полное колебание, называется периодом колебания. Обратная периоду величина $p = \frac{2\pi}{T}$ называется частотой колебаний.

Дифференцируя уравнение (18) по t , определяем скорость гармонического колебания

$$V_x = \frac{d\xi}{dt} = \frac{2\pi}{T} \cos \frac{2\pi}{T} t. \quad (19)$$

Анализируя уравнение (19) подобно тому, как это было сделано для уравнения (18), нетрудно убедиться, что скорость достигает максимального значения $V_x = \frac{2\pi}{T} a$ в положении $\xi = 0$ в моменты $t = 0, \frac{T}{2}, T \dots$ и обращается в нуль при максимальном отклонении $\xi = \pm a$ в моменты $t = \frac{T}{4}, \frac{3T}{4}, \frac{5T}{4}, \dots$ (рис. 14б).

Вторично дифференцируя (19) по времени, получаем ускорение

$$W_x = \frac{d^2\xi}{dt^2} = \frac{dv}{dt} = -\frac{4\pi^2}{T^2} a \sin \frac{2\pi}{T} t, \quad (20)$$

изображенное на рис. 14в.

В качестве другого примера рассмотрим экспоненциальное уравнение, предложенное Каммерером (Kammerer, 1960) для описания осадки под нагрузкой от сооружений¹:

$$\xi = -\xi_K (1 - e^{-\alpha t}), \quad (21)$$

где ξ представляет собой величину осадки в момент времени t ; ξ_K — полную величину осадки; α — постоянную, определяющую интенсивность затухания осадок; e — основание натуральных логарифмов. На рис. 15а изображена кривая зависимости

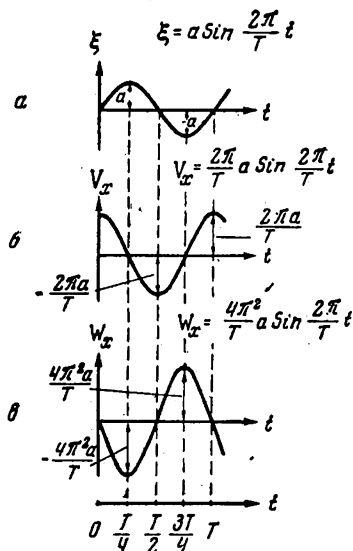


Рис. 14. Зависимость перемещения a , скорости b и ускорения $в$ частицы земной поверхности при гармоническом колебании от времени t

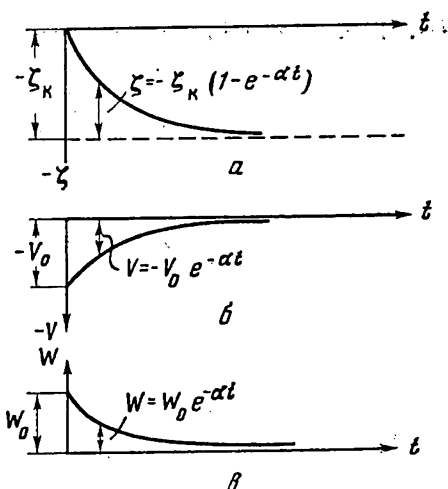


Рис. 15. Зависимость вертикальных составляющих перемещения a , скорости $б$ и ускорения $в$ частицы земной поверхности при осадке под нагрузкой от времени t (по Kammerer'y, 1960)

осадок от времени, отвечающая этому уравнению. С возрастанием t осадка ξ постепенно возрастает, асимптотически приближаясь к предельному значению, совпадающему с абсциссой.

Дифференцируя уравнение (21) по времени t , получаем скорость осадки

$$V_z = \frac{\partial \xi}{\partial t} = -\alpha \xi_K e^{-\alpha t} = -V_0 e^{-\alpha t}, \quad (22)$$

¹ В соответствии с правилом знаков, установленным в § 2а, нами, в противоположность Каммереру, положительный знак принят для движения вверх. Р формулы и графики Каммерера введены соответствующие изменения.

равную вначале V_0 и асимптотически стремящуюся к нулю, как это показано на рис. 15б.

Ускорение определяется как первая производная скорости или вторая производная величины осадки по времени

$$W_z = \frac{\partial v_z}{\partial t} = \frac{d^2 \zeta}{dt^2} = \alpha^2 \zeta_k e^{-\alpha t} = W_0 e^{-\alpha t} \quad (23)$$

и изображается кривой на рис. 15в. Первоначальное ускорение равно W_0 и с течением времени оно опять-таки асимптотически стремится к нулю.

Для сравнения с правильными теоретическими кривыми Каммерер приводит кривые наблюдаемых проседаний под влиянием подземного выщелачивания, воспроизведенные на рис. 16.

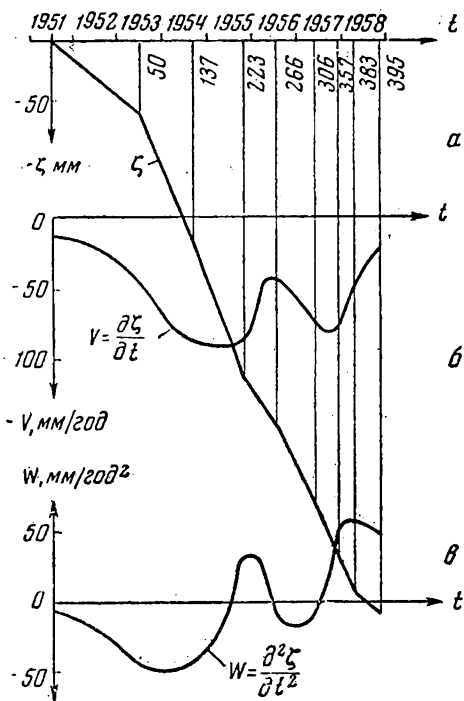


Рис. 16. Зависимость вертикальных составляющих перемещения a , скорости b и ускорения $в$ частицы земной поверхности при оседании вследствие выщелачивания подстилающих пород от времени t (по Каммереру, 1960)

ж) Вращательное движение частицы. Проведем через частицу m , помещенную в начале координатных осей x, y, z , элементарную площадку s . Наряду с перемещением частицы в пространстве будет проходить вращение площадки s . Вращение может быть разложено на три компоненты (Голицин, 1912), измеряемые величиной углов поворота φ, ψ, χ вокруг осей Ox, Oy, Oz как функций времени:

$$\begin{aligned} \varphi &= \varphi(t); \quad \Psi = \Psi(t); \\ \chi &= \chi(t) \end{aligned} \quad (24)$$

Для земной поверхности чаще всего исследуют сумму вращений вокруг горизонтальных осей Ox и Oy , т. е. изменение наклона; при этом строят графики зависимости угла наклона от времени.

и) Деформация частицы. Представим себе ряд отрезков одинаковой длины $AB=AB'=AB''=...$, исходящих из точки A в пределах элементарной площадки земной поверхности (Авершин, 1941). С течением времени происходит деформация площадки и длина отрезков изменяется по-разному. Если в начальный момент концы отрезков лежали на окружности, то со временем окружность превратится в эллипс. Деформаций земной поверхности играли очень большую роль в тектонической истории Земли. Элементы математической характеристики современных деформаций земной поверхности, определяемых по данным повторных триангуляций в сейсмических областях, можно найти у Б. И. Большанина (1950).

к) Сокращенное описание движения частицы. Для полной характеристики движения частицы земной поверхности необходимо определить изменение во времени ее пространственного положения (перемещение в узком смысле), вращение и деформацию. На практике, однако, столь полного описания движения, как правило, не требуется. Чаще всего исследуют только пространственное перемещение. Больше того, во многих случаях ограничиваются изучением не всех трех, а двух или даже одной составляющей, преобладающей в данном процессе или же запечатлевшейся в геологической летописи. Так, для тектонических движений измеряют преимущественно только вертикальную составляющую, для ледников, оползней, каменных потоков — две горизонтальные составляющие или только одну из них, направленную по течению потока. При изучении вращательного движения ограничиваются чаще всего, как уже говорилось, наблюдением за изменением наклонов.

§ 3. Перемещение вещественной линии земной поверхности

При геодезических наблюдениях за движением оползней, ледников, каменных потоков, за движениями поверхности под влиянием горных разработок наблюдательные реперы располагают в створах, фиксируя тем самым отдельные частицы линии створа. Для измерения тектонических движений используют повторные нивелирования вдоль линий железных дорог или данные о высоте террас вдоль рек или вдоль морских берегов. Результаты такого рода наблюдений интерпретируют как перемещение линии земной поверхности, образуемой в последовательные моменты времени одними и теми же частицами.

а) Эпюры перемещения линии. Для изображения составляющих перемещения реперного створа пользуются координатной системой, в которой ось x совмещена с линией створа, ось z направлена вертикально вверх или вниз, ось y — перпендикулярно к плоскости xOz . Откладывая от оси x в плоскости xOz величины вертикальной составляющей ζ каждого наблюда-

тельного репера и соединяя полученные точки ломаной или кривой, получают эпюру вертикальной составляющей перемещения линии (рис. 17а). Откладывая от оси x в плоскости xOy величину горизонтальной составляющей η , получают эпюру горизонтальных смещений линии по нормали к оси x в плоскости xOy

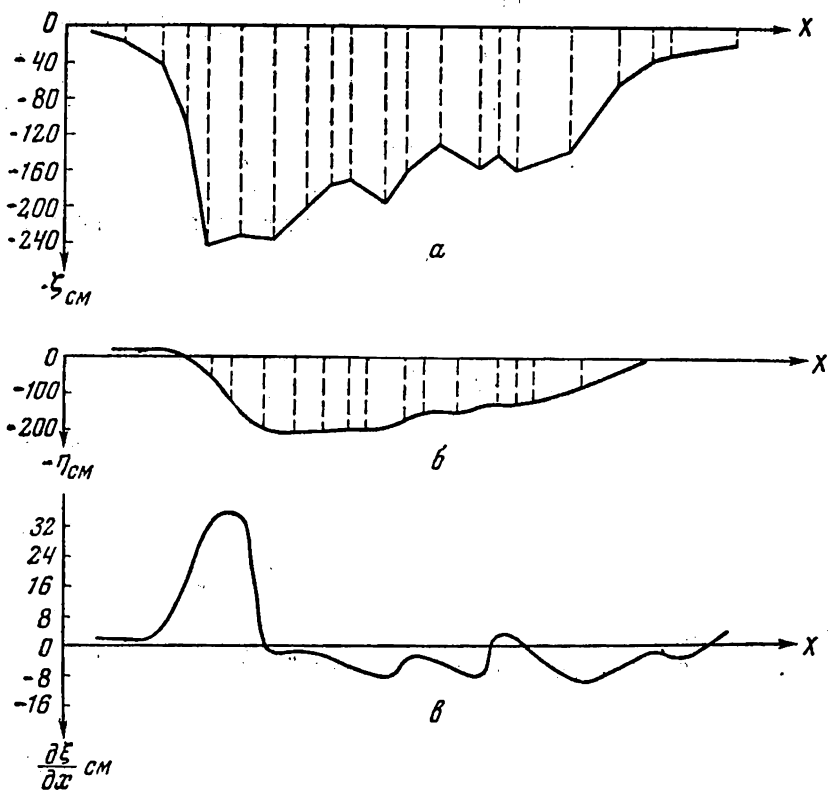


Рис. 17. Эпюры вертикальной a и горизонтальной b составляющей перемещения и эпюра горизонтальных деформаций v реперного створа при сдвигании земной поверхности под влиянием горных разработок (по Казаковскому, 1953).

(рис. 17, б). Совместное построение обеих этих эпюр особенно широко распространено при изучении сдвижений поверхности под влиянием горных разработок.

Для полного представления о движении линии необходимо показать еще составляющую вдоль створа ξ . Ее изображают также в виде эпюры, условно откладывая по нормали к оси x (Емельянова, 1956; Wilson, 1961). Обычно, однако, взамен самой составляющей перемещения вдоль створа исследуют отношение

взаимного перемещения соседних частиц к первоначальному состоянию между ними. Эта величина характеризует деформацию линии, рассматриваемую ниже.

В случае явного преобладания какой-либо одной составляющей или отсутствия данных о величине других составляющих эпюра строится только для этой одной составляющей. Примером могут служить эпюры вертикальной составляющей тектонических движений, строящиеся по данным повторного нивелирования. Переходом от линейного к площадному способу изображения

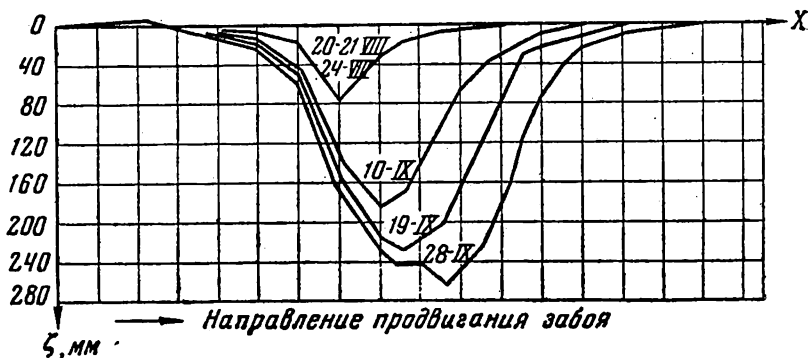


Рис. 18. Семейство эпюр вертикальной составляющей сдвижений земной поверхности под влиянием горных разработок (по Авершину, 1947)

являются эпюры, нанесенные на карту вдоль линий, по которым производились нивелирования. Эпюрами только вертикальных перемещений иногда ограничиваются при изображении сдвижений под влиянием горных разработок, осадки под нагрузкой и набухания при разгрузке, мерзлотного пучения. Эпюры только горизонтальной составляющей строят для изображения движений оползней и ледников.

Движение линии во времени изображают путем совмещения на одном чертеже эпюр перемещений для нескольких последовательных моментов (рис. 18). Для ледников совмещенные эпюры перемещений нередко строят при линиях створов на карте (Heim, 1885).

Эпюры перемещений вещественной линии служат графическим выражением уравнений ее движения. Выберем на одной из эпюр (рис. 18) некоторую точку. Отвечающая ей величина составляющей перемещения ζ определяется, с одной стороны, координатой x , обозначающей первоначальное положение частицы, которой соответствует данная точка. С другой стороны, составляющая ζ определяется значением момента t , отвечающего эпюре, на которой лежит рассматриваемая точка. Следовательно,

составляющая перемещения частицы линии является функцией первоначального положения частицы на линии x и времени t :

$$\zeta = \zeta(x, t). \quad (25a)$$

Для двух других составляющих аналогично имеем:

$$\xi = \xi(x, t); \quad (25б)$$

$$\eta = \eta(x, t). \quad (25в)$$

При переменном значении x и постоянном t выражения (25) представляют собой уравнения эпюры каждой из составляющих перемещения: (25a) — эпюры вертикального перемещения ζ в плоскости xOz (см. рис. 17a), (25б) — эпюры горизонтального перемещения η в плоскости xOy (см. рис. 17б), (25в) — эпюры горизонтального перемещения ξ вдоль оси x . При постоянном значении x и переменном t уравнения (25) переходят

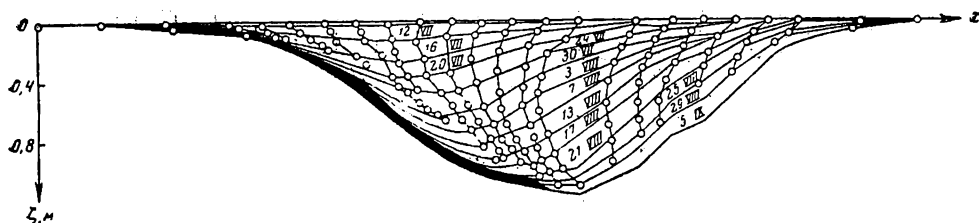


Рис 19. Вертикальная проекция траекторий частиц и кривых очертаний вещественной линии земной поверхности при сдвигениях под влиянием горных разработок (по Авершину, 1947).

в уравнения (8) движения частицы, определяемой данной абсциссой x ; изображаются они графиками зависимости перемещения от времени. При переменном значении как x , так и t каждое из уравнений (25) определяет соответствующее семейство эпюр перемещений (см. рис. 18).

б) Векторы перемещения и траектории частиц линии. Сдвигения поверхности под влиянием горных разработок принято характеризовать наряду с эпюрами перемещений векторами смещения частиц линии, преимущественно в вертикальной плоскости xOz , иногда в горизонтальной плоскости xOy . Дальнейшим развитием этого способа изображения служит построение траекторий частиц линии в проекциях на те же плоскости xOz (рис. 19) и (или) xOy . Имеются также примеры построения векторов и траекторий движения оползней и каменных потоков.

Уравнения проекций траекторий частиц линии на координатные плоскости получаются путем исключения t из уравнений (25). Имеем для проекции на плоскость xOz :

$$\xi = \xi(x, \xi), \quad (26a)$$

на плоскость xOy :

$$\xi = \xi(x, \eta), \quad (26б)$$

Уравнения (26) траекторий частиц линии отличаются от уравнений (6) траектории самостоятельной частицы тем, что в первые входит координата x , указывающая, какой именно частице линии принадлежит данная траектория. Таким образом, уравнением (26a) определяется совокупность траекторий, изображенных на рис. 19.

в) Кривые очертаний вещественной линии. Соединяя одновременные положения частиц на их траекториях, получаем кривую очертаний вещественной линии на соответствующую дату. Повторяя эту операцию для последовательных дат, получим семейство кривых очертаний линии. Изображаются они в проекциях на вертикальную координатную плоскость в случае сдвижений под влиянием горных разработок (см. рис. 19), оползней, ледников или на горизонтальную плоскость в случае ледников и каменных потоков.

Нетрудно усмотреть различие между кривой очертания вещественной линии и эюрой перемещений. Пусть на рис. 20 точки 1, 2, 3, 4 изображают первоначальное положение наблюдательных реперов в створе, и 1—1', 2—2'... — векторы перемещения этих реперов. В таком случае линия 1—4 будет представлять собой первоначальное, а 1'—4' последующее очертание вещественной линии створа. Отложим от точек 1, 2, 3, 4 величины нормальных к створу составляющих перемещения в данной плоскости. Соединяющая их концы кривая 1''—4'' изобразит эюру перемещений, которая в общем случае не совпадает с кривой 1'—4' очертаний линии. Обе кривые совпадут лишь в частном случае перемещений, строго нормальных к створу. Кривые очертаний линии могут быть единственным результатом полевых измерений, если последние ограничить только определением нормального расстояния сместившихся реперов от первоначального положения створа.

Уравнение проекции семейства кривых очертаний линии на вертикальную плоскость xOz , как это указывалось С. Г. Аверши-

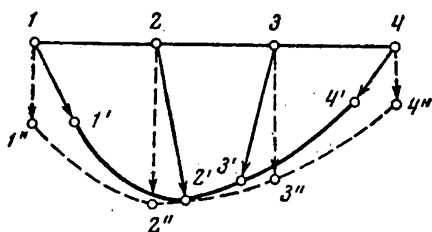


Рис. 20. Эюра перемещений 1''—4'' и кривая очертаний 1'—4' вещественной линии 1—4 земной поверхности

ным (1947), для сдвижений под влиянием горных разработок имеет вид

$$z = z(x, t). \quad (27a)$$

В отличие от уравнения (25a) в уравнение (27a) входит координата z , определяющая положение точки геометрической линии, совпадающей с вещественной линией, но не координата ξ , определяющая положение частицы вещественной линии. Если в уравнении (27a) придать постоянное значение абсциссе x , то получим уравнение

$$z = z(t), \quad (28)$$

описывающее вертикальное перемещение точки геометрической линии. В последовательные моменты точка совпадает с различными частицами, как в этом нетрудно убедиться при рассмотрении рис. 19. Таким образом, исследуя последовательные очертания вещественной линии, мы приближаемся к рассматриваемому ниже методу описания перемещений линии геометрической поверхности земли. Отличие состоит в том, что здесь наблюдаемый объект представляет собой вещественную линию и для полного описания ее движения необходимо исследовать, кроме проекции на плоскость xOz , еще проекции на плоскости xOy и yOz , выражающиеся уравнениями

$$x = x(y, t), \quad (27б)$$

$$z = z(y, t). \quad (27в)$$

г) Скорость перемещения линии. Как и скорость перемещения частицы, она выражается производными составляющих перемещения по времени. Однако составляющие перемещения линии являются функциями двух аргументов, завися, согласно уравнениям (25), не только от t , но и от положения частицы на линии, указываемого абсциссой x . Чтобы продифференцировать функцию двух аргументов t и x по одному из них, например t , второй аргумент x полагают постоянным. Получаемая при этом условии производная называется частной производной функции от t и x по аргументу t при постоянном значении аргумента x . В отличие от полной производной она обозначается символом ∂ . Беря частные производные по времени от уравнений (25), получаем следующие выражения для составляющих скорости перемещения линии (Девдариани, 1958):

$$V_x = \frac{\partial \xi(x, t)}{\partial t} = V_x(x, t); \quad (29a)$$

$$V_y = \frac{\partial \eta(x, t)}{\partial t} = V_y(x, t); \quad (29б)$$

$$V_z = \frac{\partial \zeta(x, t)}{\partial t} = V_z(x, t). \quad (29в)$$

Отметим, что обозначением скорости (и ускорения) перемещения земной поверхности в частных производных пользовался Ю. А. Мещеряков (1958), применяя их к тектоническим движениям.

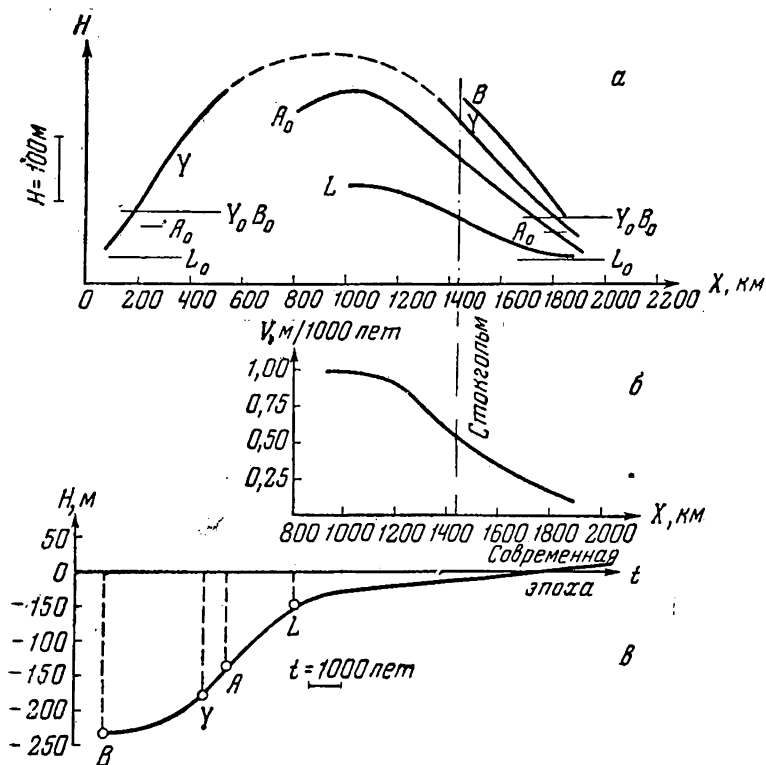


Рис. 21. Графическое изображение новейших и современных тектонических движений Скандинавии

a — современное положение древних береговых линий Балтийского озера (*B*), Иольдиевого моря (*Y*), Анцилового озера (*A*), Литоринового моря (*L*) и уровня моря *B₀*, *Y₀*, *A₀*, *L₀* в эпохи формирования береговых линий; *б* — эпюра скорости современных тектонических движений вдоль той же линии; *в* — график зависимости от времени тектонических поднятий района Стокгольма (по Goguel'ю, 1943)

Придавая в выражениях (29) постоянное значение времени t , получаем уравнения эпюр трех составляющих скорости. Пример эпюры вертикальной составляющей скорости тектонических движений приведен на рис. 21. Придавая в формулах (29) постоянное значение координате x , т. е. выделяя какую-либо частицу линии, получаем для нее зависимость скорости от времени, изображаемую в виде графика, аналогичного уже

рассматривавшимся (см. рис. 11, 146, 156, 166). Наконец, графическим изображением формул (29) при переменном значении как x , так и t являются семейства эпюр составляющих скорости перемещения линии, строившиеся для сдвижений под влиянием горных разработок и для тектонических движений.

д) Деформация и вращательное движение линии. Если частицы линии описывают равные и параллельные траектории, то линия перемещается параллельно самой себе, поступательно, и каждый ее отрезок сохраняет свою длину и наклон. В общем случае перемещения частиц линии не одинаковы, и вследствие этого длины и наклоны ее отрезков изменяются. Анализ этих явлений наиболее широко распространен при изучении сдвижений поверхности под влиянием горных разработок и оползневых движений.

Чтобы яснее представить себе отличие деформации от перемещения, рассмотрим, как это делает А. П. Нифантов (1940), две частицы A и B на поверхности оползня. Движение этих частиц можно представить двояко: 1) частица A и частица B передвинулись по соединяющей их линии так, что точка A сместилась на 5 см относительно начального своего положения, а точка B — на 3 см; 2) частица A и частица B продвинулись по соединяющей их линии так, что расстояние между ними изменилось сравнительно с первоначальным на 2 см. Разница состоит в том, что в первом случае мы имеем в виду изменение положения частиц A и B относительно какой-то третьей частицы, оставшейся неподвижной; во втором же мы отметили только изменение расстояния между обеими частицами, не интересуясь ни тем, которая из них (или обе вместе) двигалась, ни абсолютной величиной перемещения.

Чтобы подойти к количественному выражению деформации и вращательного движения линии, рассмотрим отрезок вещественной линии AB (рис. 22), занявший с течением времени положение A_1B_1 . Если бы отрезок AB перемещался поступательно до совпадения точки A с точкой A_1 , то он занял бы положение A_1B' . Выясним, каковы отклонения фактического движения отрезка от поступательного. Повернем отрезок A_1B' вокруг точки A_1 до совпадения с отрезком A_1B_1 . Точка B' опишет дугу окружности и придет в точку B'' . Отношение дуги окружности $B'B''$ к радиусу окружности $A_1B' = AB$, т. е. $\frac{B'B''}{A_1B'} = \frac{B'B''}{AB}$, представляет угол поворота, выраженный в радианах, и является мерой вращения, сопровождающего перемещение отрезка AB в новое положение A_1B_1 .

При совмещении отрезка $A_1B' = AB$ с отрезком A_1B_1 путем вращения вокруг точки A_1 точка B'' в общем случае не совпадает с точкой B_1 . Отрезок $B_1B'' = A_1B'' - A_1B_1 = AB - A_1B_1$ представляет абсолютную величину укорочения (или удлинения) отрезка

AB . Отношение уменьшения длины к первоначальной длине $\frac{B_1B}{AB}$ представляет относительное укорочение, или деформацию сжатия отрезка. Укорочение, или сжатие, принято считать отрицательной деформацией; удлинение, или растяжение, — положительной.

Аналитическое выражение величины вращения отрезка линии дано Е. П. Емельяновой (1956) для оползневых движений, но оно имеет общее значение для всех видов смещений земной поверхности. На рис. 23 изображен отрезок A_1B_1 горизонтальной

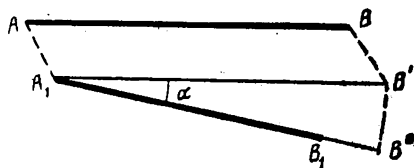


Рис. 22. Разложение перемещения вещественной линии земной поверхности на поступательное перемещение, вращение и деформацию

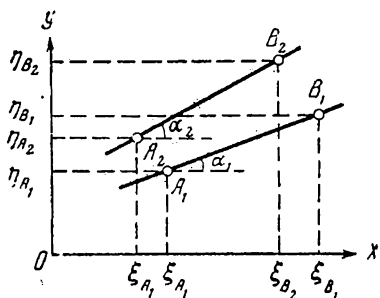


Рис. 23. К определению угла вращения горизонтальной проекции вещественной линии земной поверхности

проекции линии, занявшей с течением времени положение A_2B_2 . Обозначим угол наклона отрезка A_1B_1 к оси x через α_1 и угол наклона отрезка A_2B_2 через α_2 . Угол вращения отрезка в горизонтальной плоскости xOy , т. е. вокруг вертикальной оси z , будет равен

$$\Delta\alpha = \alpha_2 - \alpha_1, \quad (30)$$

$$\alpha_1 = \arctg \frac{\xi_{B_1} - \xi_{A_1}}{\eta_{B_1} - \eta_{A_1}} \quad (30a)$$

$$\alpha_2 = \arctg \frac{\xi_{B_2} - \xi_{A_2}}{\eta_{B_2} - \eta_{A_2}}. \quad (30b)$$

Аналогичным образом можно вычислить углы вращения в вертикальных плоскостях yOz и xOz вокруг горизонтальных осей x и y . Чаще, однако, для линии, как и для частицы, определяют сумму вращений вокруг горизонтальных осей, выражающуюся в изменении $\Delta\gamma$ — угла наклона отрезка к горизонтальной плоскости. Эта величина вычисляется, опять-таки согласно Е. П. Емельяновой (1956), по формуле

$$\Delta\gamma = \gamma_2 - \gamma_1, \quad (31)$$

где γ_1 и γ_2 — соответственно предыдущее и последующее значения угла наклона отрезка к горизонту, определяемые из выражений

$$\gamma_1 = \arctg \frac{\zeta_{B_1} - \zeta_{A_1}}{\sqrt{(\zeta_{B_1} - \zeta_{A_1})^2 + (\eta_{B_1} - \eta_{A_1})^2}}, \quad (31a)$$

$$\gamma_2 = \arctg \frac{\zeta_{B_2} - \zeta_{A_2}}{\sqrt{(\zeta_{B_2} - \zeta_{A_2})^2 + (\eta_{B_2} - \eta_{A_2})^2}}. \quad (31b)$$

Изменение наклонов вдоль линии изображается в виде эпюр на одну или несколько дат. Этот метод распространен при изучении сдвижений под влиянием горных разработок.

Обратимся к аналитическому выражению деформации отрезка линии. Пусть на рис. 24 точки x_1 и x_2 представляют абсциссы

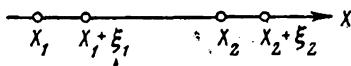


Рис. 24. К определению величины составляющей деформации вещественной линии земной поверхности вдоль оси x

начала и конца отрезка в предыдущий момент, а $x_1 + \xi_1$ и $x_2 + \xi_2$ — в последующий момент, после того как начало и конец отрезка переместились соответственно на расстояния ξ_1 и ξ_2 . Длина проекции отрезка в предыдущий момент равна $x_2 - x_1$, а в последующий $(x_2 + \xi_2) - (x_1 + \xi_1) = x_2 - x_1 + \xi_2 - \xi_1$. Разность их представляет удлинение (или укорочение) проекции отрезка на ось x .

$$(x_2 - x_1 + \xi_2 - \xi_1) - (x_2 - x_1) = \xi_2 - \xi_1. \quad (32)$$

Составляющая деформация отрезка по оси x представляет собой отношение удлинения (укорочения) отрезка к его первоначальной длине:

$$\varepsilon_x = \frac{\xi_2 - \xi_1}{x_2 - x_1}. \quad (33)$$

Это уравнение приводилось для описания сдвижений под влиянием горных разработок и для оползневых движений. Аналогично вычисляются менее употребительные составляющие деформации по осям y и z . Графически деформации линии изображаются в виде эпюры (см. рис. 17, в).

Выражение (33) дает величину деформации для отрезка конечной длины. Величина деформации в данной точке представля-

ет собой производную составляющей перемещения по данной координате; например, для составляющей по оси x она равна

$$e_{xx} = \frac{\partial \xi}{\partial x}. \quad (34)$$

Выражение (34) применяется при изучении сдвижений под влиянием горных разработок (Авершин, 1947).

Деформация является функцией как координат, так и времени. В связи с этим представляется полезным построение графиков зависимости деформации отрезка линии от времени (Сюэхи-ро, 1935).

§ 4. Перемещение вещественного участка земной поверхности

Задача наблюдений за перемещением поверхности решается, как и для линии, путем разложения на движение более простых элементов — частиц поверхности. При стационарных наблюдениях это разложение начинается уже в процессе измерения смещений сети наблюдательных реперов, поскольку реперами маркируются выборочные частицы поверхности. Движение каждой частицы, опять-таки уже в процессе измерения, разлагается на пространственные составляющие. Однако при изучении перемещений поверхности, в отличие от линии, пользуются обычно не тремя составляющими по трем координатным осям, а двумя — по вертикальной оси z и в горизонтальной плоскости xOy .

а) Графическое и аналитическое выражение перемещений поверхности. Наиболее совершенным и распространенным способом графического изображения вертикальной составляющей перемещения поверхности является метод изолиний. Линии равных вертикальных перемещений строят, например по данным повторных нивелирований, для изображения тектонических движений, сдвижений под влиянием горных разработок, откачки нефти, промышленного выщелачивания соли, движения оползней, ледников, осадок сооружений, просадок (рис. 25).

Горизонтальную составляющую перемещения изображают чаще всего в виде стрелок-векторов, относимых к отдельным точкам-частицам на плане и указывающих как направление, так и величину перемещения (длина стрелки). Этот способ применяется для изображения тектонических движений, оползневых подвижек, движения ледников, сдвижений под влиянием горных разработок. Иногда ограничиваются указанием только направления движения безмасштабными векторными стрелками или, наоборот, только абсолютной величины горизонтальных перемещений при помощи изолиний (Авсюк, 1948). Горизонтальные перемещения поверхности ледников изображают также в виде

карт траекторий частиц (Hess, 1930; Millecamps, 1956). Иногда на карте совмещают разновременные контуры треугольников триангуляционной сети или полигонов и показывают траектории движения их углов. Если возле углов совмещенных разновременных полигонов выписать соответствующие отметки (Максимов, 1933), то будет достигнуто известное приближение к пространственному изображению движения. Пространственное

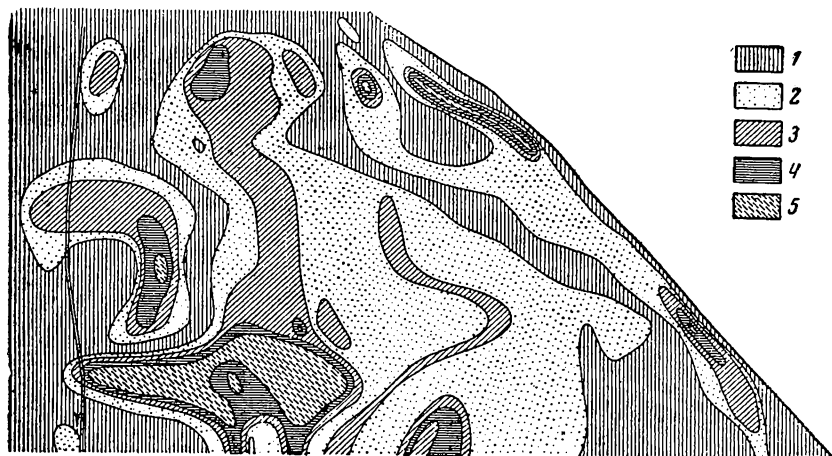


Рис. 25. Изолинии просадок лёссовых пород после годичного орошения, по данным повторного нивелирования (в м).

1 — 0—0,1; 2 — 0,1—0,3; 3 — 0,3—0,5; 4 — 0,5—1,0; 5 — 1,0—1,5 (по Глухову, 1959)

движение можно показать, совместив карту изолиний вертикальной составляющей и карту векторных стрелок горизонтальной составляющей. Другой способ заключается в совместном построении карт линий равных оседаний и линий равных горизонтальных смещений по нормали к реперным створам (Кульбах и Коротков, 1934). Наконец, последовательные положения смещающейся вещественной поверхности можно изображать в виде блокдиаграммы (Моос, 1948).

Рассмотренные способы изображения служат графической интерпретацией уравнений движения поверхности. Если координатную поверхность xOy совместить с некоторым положением поверхности земли, принятым за начальное, а ось z направить вертикально, то уравнения движения имеют вид, указывавшийся для сдвижений под влиянием горных разработок С. Г. Авершиным (1947):

$$\xi = \xi(x, y, t); \quad (35a)$$

$$\eta = \eta(x, y, t); \quad (35б)$$

$$\xi = \xi(x, y, t); \quad (35в)$$

Полная величина составляющей перемещения в горизонтальной плоскости представляет геометрическую сумму составляющих перемещения по горизонтальным координатным осям:

$$d = \sqrt{\xi^2 + \eta^2} = d(x, y, t), \quad (35г)$$

Плановые координаты x и y частиц поверхности в их первоначальном положении служат в выражениях (35) для установления индивидуальности частиц, подобно координате x для частиц линии.

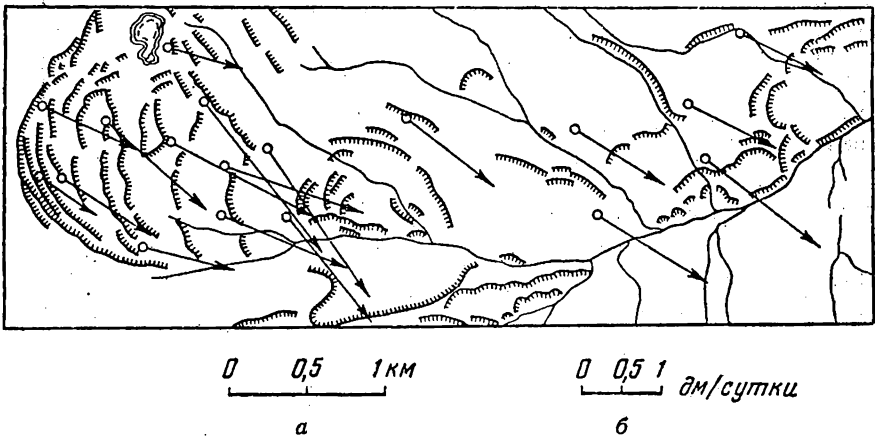


Рис. 26. Векторный способ изображения горизонтальной составляющей скорости оползневых смещений (по Jakli, 1948).

а — масштаб карты; б — масштаб векторов скорости

Если придать t постоянное значение, то уравнение (35в) явится аналитическим выражением карты изолиний вертикальной составляющей перемещения, уравнение (35г) — карты стрелок-векторов полной величины горизонтальной составляющей, уравнение (35б) — карты изолиний составляющей, нормальной к наблюдательным створам.

б) Скорость перемещения поверхности. Дифференцируя уравнение (35) по t , получим составляющие скорости перемещения поверхности:

$$V_x = \frac{\partial \xi}{\partial t} = V_x(x, y, t); \quad (36а)$$

$$V_y = \frac{\partial \eta}{\partial t} = V_y(x, y, t); \quad (36б)$$

$$V_z = \frac{\partial \xi}{\partial t} = V_z(x, y, t); \quad (36в)$$

$$V_d = \frac{\partial d}{\partial t} = V_d(V_x, V_y) = V_d(x, y, t). \quad (36г)$$

Для характеристики скорости движения поверхности обычно пользуются картографическими изображениями, определяемыми формулами (36в) и (36г) при заданном значении t . Выражению (36в) отвечают карты изолиний вертикальной составляющей скорости, строящиеся, например, по данным повторных нивелирований тектонических движений, просадок, оползней, сдвижений под влиянием подземных разработок или выкачки нефти. Величину горизонтальной составляющей скорости, определяемую формулой (36г), изображают либо векторными стрелками (рис. 26), либо комбинацией векторных стрелок и изолиний. В последнем случае целесообразно ограничиться, как это делает М. И. Иверонова (1952), безмасштабными векторными стрелками, указывающими только направление движения, поскольку величина перемещения уже показана изолиниями.

§ 5. Перемещение массива горной породы

Перемещения земной поверхности теснейшим образом связаны с перемещениями массивов горных пород, и мы здесь не можем не коснуться методов кинематического описания перемещения массивов, а в дальнейшем методов их измерения. Кинематическое описание перемещений массива горной породы основывается на уже известном приеме разложения на перемещения элементарных частиц. Каждая частица обозначается координатами x, y, z , определяющими ее положение в некоторый начальный момент. Составляющие перемещения любой частицы массива по трем координатным осям представляют собой функции начальных координат и времени (Девдариани, 1958):

$$\xi = \xi(x, y, z); \quad (37а)$$

$$\eta = \eta(x, y, z); \quad (37б)$$

$$\zeta = \zeta(x, y, z). \quad (37в)$$

Непосредственное изучение и измерение движения, определяемого системой уравнений (37), связано со значительными трудностями. Эти трудности проще всего обойти, исключив из уравнений (37) координату z , т. е. положив, что частицы, расположенные на одной и той же вертикали, испытывают одинаковые перемещения. При этом уравнения (37) перемещений массива переходят в уравнения (35) перемещений поверхности. Этот путь часто выбирают при изучении тектонических движений,

когда результаты измерения перемещений земной поверхности интерпретируют, как перемещения земной коры. Точно так же большей частью поступают при изучении движения оползней, сдвижений поверхности под влиянием горных разработок и т. д. В связи с этим многие из методов измерения перемещений земной поверхности, рассматриваемых в настоящей работе, являются вместе с тем методами измерения перемещений масс горных пород и земной коры.

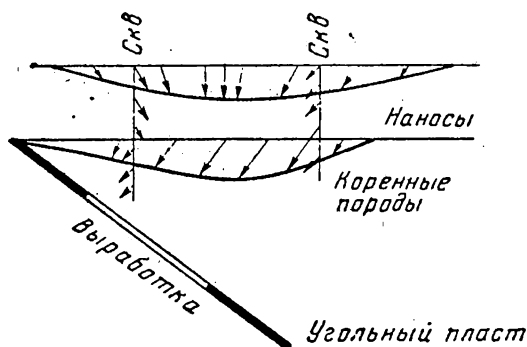


Рис. 27. Векторное изображение сдвижений частиц массива под влиянием горных разработок (по Казаковскому, 1953)

Наблюдения за изменением перемещений с глубиной осуществляются пока лишь в отдельных случаях. Приемы описания и изображения результатов таких наблюдений разработаны слабо. Новым элементом по сравнению с приемами, рассматривавшимися выше, является изображение перемещений в вертикальном разрезе. В качестве примера может служить рис. 27, на котором показан вертикальный разрез с векторами перемещений, замеренных в горных выработках.

ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ГЕОМЕТРИЧЕСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

(локальный метод описания перемещений)

§ 6. Вертикальное перемещение точки геометрической поверхности земли

а) Величина и знак вертикального перемещения точки. Вернемся к рис. 2, на котором изображены вертикально забитый в грунт стержень и совпадающая с ним координатная ось H . Начало координат совмещено с нижним концом стержня, положительное направление отсчетов принято вверх. Новое обозначение вертикальной оси через H (вместо z для

субстанциального метода) имеет целью подчеркнуть особую роль, которую играет эта ось в вертикальном перемещении точки геометрической поверхности земли, описываемом с помощью локального метода.

В начальный момент t_1 поверхность земли на рис. 4 располагалась на высоте H_1 относительно начала координат — нижнего конца стержня. Пусть в результате аккумуляции поверхность в момент t_2 оказалась на высоте H_2 (см. рис. 2, а). Величина перемещения поверхности равна

$$\Delta H = H_2 - H_1. \quad (38)$$

Поскольку $H_2 > H_1$, перемещение положительно, $\Delta H > 0$. В случае понижения поверхности вследствие денудации (см. рис. 2, б) величина перемещения вычисляется по той же формуле (38), но поскольку $H_2 < H_1$ то $\Delta H < 0$. Выражение (38) применялось Г. А. Авсюком (1948) для вычисления понижения поверхности ледника в результате абляции и оседания.

В отношении тектонических движений принято говорить не о повышении поверхности, а о поднятии, или воздымании, и не о понижении, а об опускании, или погружении. Величину тектонического перемещения часто называют амплитудой или размахом. Однако этими терминами, имеющими в физике вполне определенный смысл, следовало бы пользоваться только в том случае, когда установлена периодичность колебаний и имеется в виду наибольшее отклонение от некоторого среднего положения (см. § 2е).

Вертикальное перемещение точки во времени может быть записано в виде функциональной зависимости:

$$H = H(t). \quad (39)$$

Практически эта зависимость задается в виде графиков, на которых по оси ординат откладывается высота (или глубина), а по оси абсцисс — время.

б) Скорость и ускорение вертикального перемещения точки. Скорость, если вычислять ее среднюю величину за промежуток времени $\Delta t = t_2 - t_1$, представляет собой отношение соответствующего перемещения $\Delta H = H_2 - H_1$ к этому промежутку времени и выражается формулой

$$v = \frac{\Delta H}{\Delta t} = \frac{H_2 - H_1}{t_2 - t_1}, \quad (40)$$

уже употреблявшейся в приложениях к тектоническим движениям А. П. Королевой и И. П. Шараповым (1936), к склоновому смыву — Ф. С. Рамзаевым (1956), к перемещениям поверхности ледника — Г. А. Авсюком (1948).

Истинная скорость в данный момент времени равна производной высоты по времени:

$$V = \frac{dH}{dt}. \quad (41)$$

Практически зависимость высоты от времени задается не в виде уравнения (39), а в виде графика. Поэтому истинная скорость вычисляется не аналитически, дифференцированием уравнения (39), а графоаналитически, как тангенс угла наклона касательной к кривой перемещения (Белоусов, 1962; Bubnoff, 1950).

Ускорение вертикального перемещения точки представляет отношение приращения скорости $\Delta v = v_2 - v_1$ к соответствующему промежутку времени $\Delta t = t_2 - t_1$:

$$w = \frac{\Delta v}{\Delta t} = \frac{v_2 - v_1}{t_2 - t_1}, \quad (42)$$

или для данного момента производную скорости по времени, которая, учитывая (41), равна

$$W = \frac{dV}{dt} = \frac{d}{dt} \frac{dH}{dt} = \frac{d^2 H}{dt^2}. \quad (43)$$

Эта чрезвычайно ценная характеристика тенденции развития процесса используется в настоящее время в далеко не достаточной мере. Если она и встречается, то лишь в качестве словесного указания на нарастание или затухание процесса.

§ 7. Вертикальное перемещение геометрической линии (профиля) земной поверхности

а) Уравнение движения профиля и его графическая интерпретация. При повторных топографических и батиметрических съемках, повторных замерах свободной длины стержня, определениях высот террас точки наблюдений располагаются по створам или линиям, либо поперечным, либо продольным к направлению течения реки, к береговой линии моря или водохранилища. В таких случаях результаты измерений интерпретируются как перемещение линии — профиля земной поверхности. К представлению о перемещении профиля прибегают еще и потому, что, являясь двухмерным, оно допускает простое и наглядное изображение на плоскости. Благодаря этому движение поверхности изображают нередко как совокупность перемещений профилей.

На рис. 28 изображен ряд последовательных положений профиля. Введем вертикальную ось высот (или глубин) H и ось расстояний x , совмещенную с проекцией профиля на горизонтальную

плоскость. Назовем каждую точку профиля в любой момент времени значением координаты x ее проекции на горизонтальную плоскость. Как видно из рис. 28, в момент t_1 точка профиля, определяемая абсциссой x_1 , совпадает с точкой пространства a' , характеризующейся высотой H_1' , точка, определяемая абсциссой

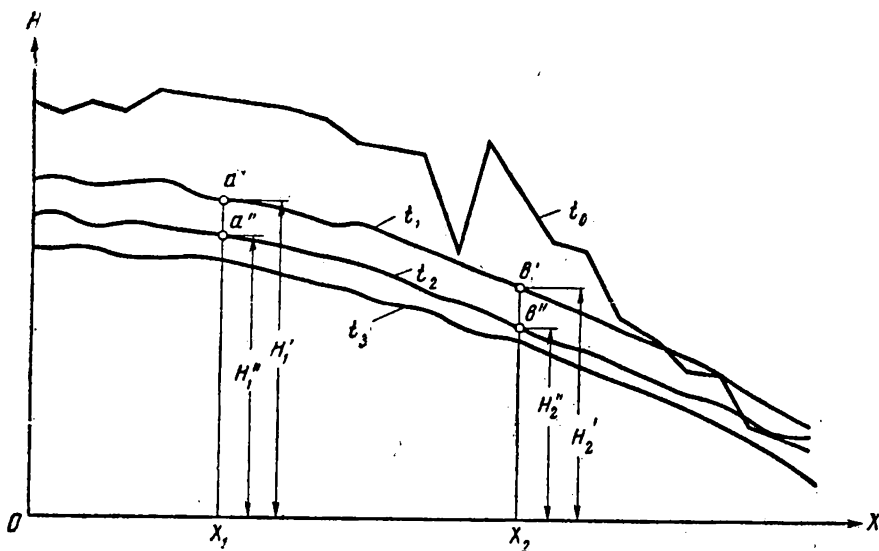


Рис. 28. Семейство профилей дна размываемого канала.

t_0 — в начальный момент; t_1 — на 25.V.1951 г.; t_2 — на 28.VI.1951 г.; t_3 — на 17.VIII.1951 г. (по Макриновой, 1953).

x_2 , — с точкой θ' , характеризующейся высотой H_2' , и т. д. Таким образом, высота H точки профиля в данный момент является функцией расстояния вдоль профиля x :

$$H = H(x). \quad (44)$$

Когда в момент t_2 профиль займет новое положение, его точка, определяемая абсциссой x_1 , перейдет в точку пространства a'' и будет характеризоваться высотой H_1'' ; точка с абсциссой x_2 перейдет в точку θ'' с высотой H_2'' и т. д. Следовательно, высота (или глубина) H произвольной точки профиля зависит от ее абсциссы x и от времени t :

$$H = H(x, t). \quad (45)$$

Это уравнение движения профиля. Конкретный вид его предлагался для продольного профиля реки в виде экспоненциальной функции времени Стралером (Strahler, 1952):

$$H = A_0 e^{-k_1(x+k_2t)}$$

и нами (Девдариани, 1961a):

$$H = Ae^{-mt} \sin ax$$

и в виде бесконечного ряда М. А. Великановым (1958):

$$H = \sum_{k=1}^{\infty} C_k e^{-a_k^2 t} \sin \frac{a_k x}{\sqrt{e}}.$$

В этих уравнениях e — основание натуральных логарифмов, остальные величины, кроме H , x и t , постоянные.

Для графического изображения движения, определяемого уравнением (45), существуют два приема. Первый из них основывается на том, что если задаться последовательными значениями времени $t_1, t_2, t_3, \dots$, то будет получен ряд выражений:

$$H = H(x, t_1); H = H(x, t_2); H = H(x, t_3), \dots, \quad (46)$$

описывающих семейство профилей. Представление о семействе профилей широко используется в виде совмещения на одном чертеже последовательных очертаний продольных профилей ложа потока (см. рис. 28), поперечных профилей размываемого берега моря, заливаемого дна водохранилища, оползней, ледников. Тот же смысл имеют совмещенные продольные профили серий террас, эпейрогенические спектры (см. рис. 21, а), геологические разрезы осадочных толщ, мысленно возвращенных в их первичное, недислоцированное залегание, поскольку эти разрезы совмещают поверхности напластования, некогда являвшиеся поверхностью земли.

Другим способом изображения движения профиля при переменных x и t являются так называемые хронограммы, или хроноизотопы, применяемые в речной гидрологии (рис. 29, б). Они представляют график, на одной из осей которого откладывается расстояние x вдоль створа, а на другой — даты или время t . Против каждой точки замера для каждой даты проставляют глубины дна H и по этим отметкам проводят изолинии глубин во времени. Очертания профиля в каждый данный момент прослеживаются на хронограмме по отметкам изолиний вдоль ординаты, отвечающей этому моменту. Изменение глубин со временем для данной точки профиля прослеживается по отметкам изолиний, пересекаемых абсциссой, отвечающей этой точке.

Если в уравнении (45) постоянное значение придать абсциссе x , то оно примет вид

$$H = H(t) \quad (47)$$

и формально совпадает с уравнением (39) вертикального движения точки. Графически уравнение (47) изображается кривой

зависимости высоты от времени (см. рис. 21, в). Для каждой точки линии такие кривые в общем случае имеют различный вид. Обобщенное представление о движении профиля в целом достигается построением графиков зависимости от времени средней отметки, например дна на поперечнике (рис. 29а), или средней высоты какой-либо древней береговой линии.

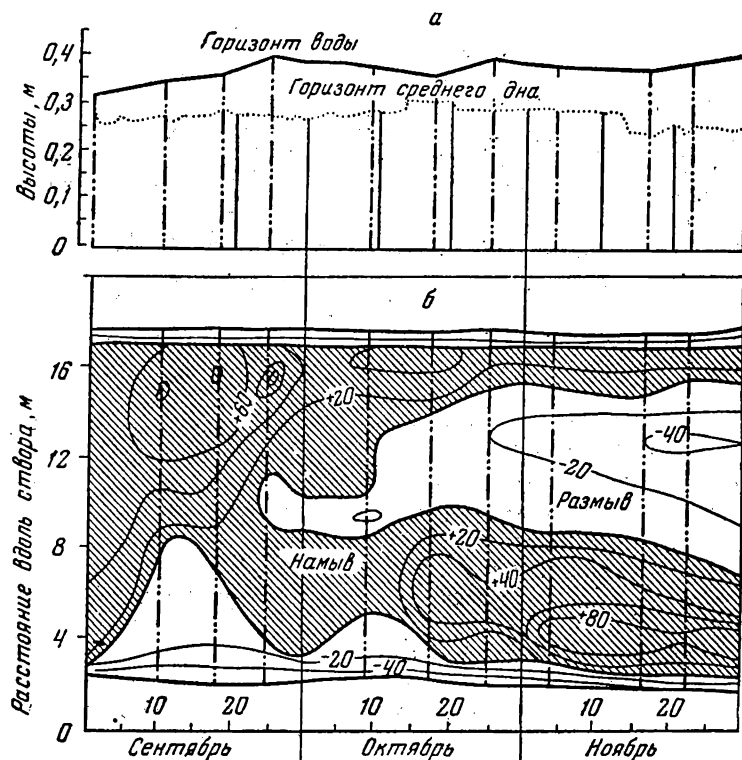


Рис. 29. Результаты повторных батиметрических съемок дна реки по поперечнику.

а — изменение среднего уровня дна; б — карта хронозонотоп (по Аполлову, 1952)

б). Величина перемещения профиля ΔH представляет (см. рис. 28) разность высот точек профиля в последующем и предыдущем положении:

$$\Delta H = H(x, t_2) - H(x, t_1). \quad (48)$$

Чтобы сделать графическую интерпретацию выражения (48) более наглядной, иногда заштриховывают промежуток между совмещенными последовательными профилями. Положительные и

отрицательные перемещения показывают различной штриховкой, в частности в виде вертикальных стрелок, устремленных вверх в случае отрицательного. Будучи построенными при линиях створов на карте, такие профили со штриховкой дают представление о площадном распространении перемещений (Шамов, 1954).

Другим способом изображения вертикальных перемещений служат эпюры, на которых величина перемещения откладывается вверх или вниз от условной горизонтальной линии. Такие эпюры строятся для условий деформаций, размыва и осадконакопления на морских побережьях; разновидностью эпюр являются диаграммы перемещений вдоль линии. Эпюрами перемещений точек линии можно считать так называемые литофациальные профили, или профили выравнивания, строящиеся путем откладывания от условной горизонтальной линии мощности осадочных свит. В силу правила компенсации тектонического погружения осадконакоплением литофациальные профили рассматриваются как эпюры вертикальных тектонических движений. Серии

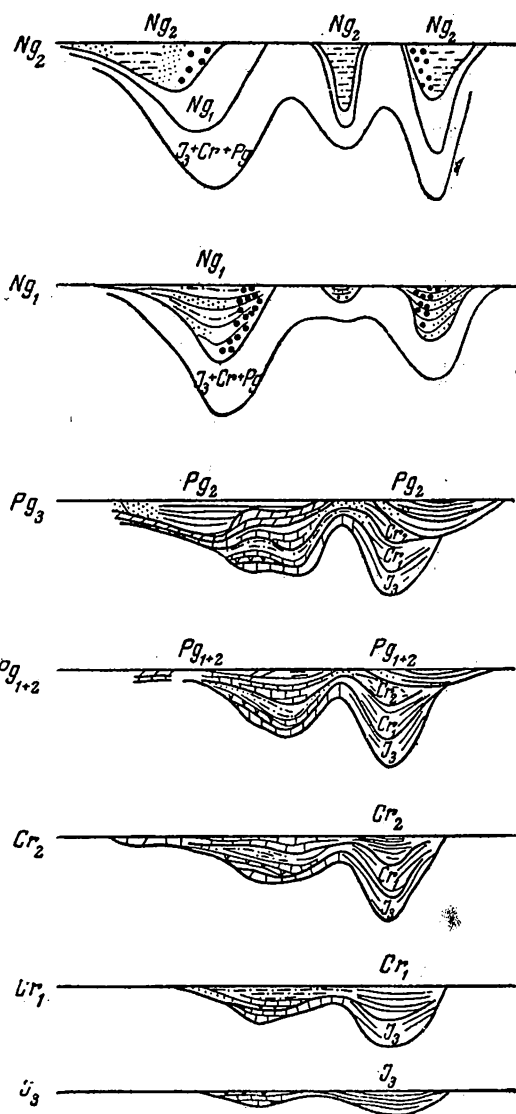


Рис. 30. Литофациальные профили через Большой Кавказ (по Белоусову, 1962) как пример эпюр перемещений земной поверхности

литофациальных профилей дают представление об изменении величины перемещения во времени, т. е. изображают H как функцию не только x , но и t (рис. 30).

К числу способов изображения перемещения профиля следует отнести карты знаков вертикальных перемещений морских берегов, на которых отмечаются поднимающиеся и опускающиеся участки.

в) Скорость перемещения профиля за промежуток времени $\Delta t = t_2 - t_1$ выражается формулой

$$v = \frac{\Delta H}{\Delta t} = \frac{H(x, t_2) - H(x, t_1)}{t_2 - t_1} = v(x, t), \quad (49)$$

а истинная скорость в момент t :

$$V = \frac{\partial H(x, t)}{\partial t} = V(x, t). \quad (50)$$

Скорость перемещения профиля, как и величина перемещения, изображается в виде эпюр или диаграмм. Морские берега на картах показывают различными условными знаками, отвечающими той или иной градации скорости. В случаях, когда данных для построения эпюры скоростей недостаточно, С. Г. Боч (1955) предлагал строить при геоморфологических профилях «эндогенный (тектонический) спектр», на котором для различных геологических периодов знаками плюс и минус указывается направление движения. Размером знака показываются интенсивные, средние и слабые движения.

§ 8. Вертикальное перемещение участка геометрической поверхности земли

а) Понятие о топографической поверхности. Математический анализ к описанию геометрических свойств земной поверхности, а частично и ее перемещений был впервые последовательно применен основоположником геометрии недр П. К. Соболевским (Соболевский, 1932; см. также Рыжов, 1952). Основной целью его исследований было аналитическое описание свойств так называемого геохимического поля. Однако прообразом геохимического поля послужил рельеф земной поверхности, от которого П. К. Соболевский произвел название основного понятия своей теории — топографической поверхности.

Общим видом уравнения поверхности, в том числе поверхности земли, является

$$F(x, y, H) = 0. \quad (51)$$

Решив (51) относительно вертикальной координаты — высоты H , получим

$$H = H(x, y). \quad (52)$$

Уравнение (52) позволяет определить высоту (или глубину) H земной поверхности в каждой точке поверхности геоида с плановыми координатами x, y . Методика получения такого рода уравнений для конкретного рельефа разрабатывается Б. М. Вахтиным (1955).

Однако поверхность земли не во всех точках допускает исследование при помощи математического анализа. Достигнуть этой цели можно, наложив на очертания поверхности ряд условий, выделяющих класс топографических поверхностей, или поверхностей топографического порядка.

Первое условие состоит в том, чтобы каждой паре значений плановых координат x, y соответствовало одно и только одно значение вертикальной координаты H . Иначе говоря, для топографической поверхности уравнение (52) должно удовлетворять однозначности его решения. Поверхность земли подчиняется этому условию повсюду, за исключением нависающих обрывов, ниш и пещер.

По условию конечности вертикальная координата H не должна иметь бесконечно больших положительных или отрицательных значений, т. е. топографическая поверхность не должна иметь ни бесконечно высоких гор, ни бездонных впадин. Земная поверхность этому ограничению безусловно подчиняется.

Условие непрерывности топографической поверхности заключается в том, что при переходе от некоторой точки с плановыми координатами x, y к бесконечно близкой точке с координатами $x + \Delta x, y + \Delta y$ вертикальная координата H должна получать также бесконечно малое положительное или отрицательное приращение. Для земной поверхности это условие нарушается в случае отвесных обрывов.

Условие плавности топографической поверхности состоит в том, что она не должна иметь резких переломов. При изображении поверхности в виде карты в горизонталях это условие сводится к плавности очертаний каждой из горизонталей и к плавности изменения промежутков между горизонталями. Для земной поверхности условие плавности нарушается чаще всего на бровках уступов, гребневых и килевых линиях форм рельефа. С уменьшением масштаба изображения, т. е. для поверхностей более высокого порядка обобщения, большая часть разрывов непрерывности сглаживается.

Как видим, земная поверхность удовлетворяет поставленным условиям, за исключением ограниченного числа особых линий и точек. В своей преобладающей части она принадлежит к классу топографических поверхностей и может быть исследована методами анализа бесконечно малых.

В геометрии недр доказывается, что в результате сложения, вычитания и дифференцирования топографических поверхностей получаются опять-таки топографические поверхности, к которым

в свою очередь может быть применен анализ бесконечно малых. В дальнейшем всюду, где не сделано особых оговорок, мы будем предполагать, что из рассматриваемого участка поверхности исключены области, линии и точки, в которых нарушаются условия однозначности, непрерывности, конечности и плавности, и что, следовательно, мы имеем дело с топографической поверхностью. То же самое предположение допускалось в предыдущем параграфе при анализе перемещений геометрических линий земной поверхности.

б) Земная поверхность как поле высот и ее изображение в проекциях с числовыми отметками. Физическим полем называется совокупность значений какой-либо физической величины, непрерывно и однозначно определенной для каждой точки некоторой области поверхности или пространства. Сама физическая величина носит название функций поля. Рассмотрим с этой точки зрения топографическую поверхность земли. Каждой точке горизонтальной координатной плоскости с координатами x, y соответствует одно и только одно значение высоты H такой поверхности. При этом высота H вполне определяется своей абсолютной величиной и знаком, т. е. представляет скалярную величину. Таким образом, высота H поверхности земли является однозначно и непрерывно определенной скалярной функцией координат на плоскости, и земная поверхность может рассматриваться как поле высот, определяемое уравнением (52).

Для графического изображения топографической поверхности наибольшее удобство представляют проекции с числовыми отметками, строящиеся путем проектирования объектов на плоскость, называемую основной, перпендикулярными к ней лучами. На основной плоскости получается проекция объекта в двух измерениях; третье измерение — вертикальное расстояние точек объекта от основной плоскости — выражается числовыми отметками, проставляемыми при проекциях точек. Оно вполне определяется числовым значением в каждой точке основной плоскости, задаваемой плановыми координатами x, y . Таким образом, в проекциях с числовыми отметками высота H оказывается функцией плановых координат в соответствии с уравнением (52).

Для изображения земной поверхности в проекциях с числовыми отметками наиболее употребителен способ горизонталей, представляющих проекции линий поверхности, отстоящих на равном расстоянии от основной плоскости. Тот же способ изолиний наиболее употребителен для изображения физических полей, что еще раз подтверждает целесообразность представления земной поверхности как поля высот.

Следует заметить, что при изображении земной поверхности в проекциях с числовыми отметками задаются, строго говоря, не горизонтальной основной плоскостью, а, наоборот, проектиру-

ющими лучами — вертикальными линиями поля земного тяготения; горизонтальная же основная плоскость, или, точнее, горизонтальная поверхность геоида, проводится перпендикулярно к проектирующим лучам.

Проекции с числовыми отметками используются также при изображении поверхностей напластования, т. е. погребенной поверхности земли, посредством стратоизогипс. Стратоизогипсы могут рассматриваться опять-таки как поле высот.

в) Уравнение движения земной поверхности и его графическая интерпретация. Уравнение (52) описывает положение поверхности в какой-то определенный момент. Это уравнение неизменного во времени, стационарного поля высот. Однако очертания поверхности земли с течением времени изменяются: высота H является функцией не только плановых координат x, y , но и времени t , что можно записать уравнением

$$H = H(x, y, t). \quad (53)$$

Это уравнение переменного во времени, нестационарного поля высот.

Если в уравнении (53) придать t некоторое постоянное значение, мы вернемся к уравнению (52), описывающему очертания земной поверхности в данный момент.

Придавая в уравнении (53) постоянные значения плановым координатам $x_1, y_1; x_2, y_2; x_3, y_3, \dots$, получаем уравнения движения отдельных точек поверхности:

$$H = H(x_1, y_1, t); H = H(x_2, y_2, t); H = H(x_3, y_3, t) \dots \quad (54)$$

Каждое из уравнений (54) может быть представлено в виде графика зависимости высоты от времени. Для характеристики движения участка поверхности понадобился бы целый ряд таких графиков, и графическое изображение в значительной мере потеряло бы наглядность. Поэтому предпочитают строить графики перемещений, осредненных для некоторой области. В зависимости от характера шкал следует различать графики перемещений: 1) с абсолютными масштабами шкал, на которых высоты (или глубины) выражены в единицах измерения длины, а время — в единицах измерения времени; 2) с относительными масштабами шкал, на которых высоты (или глубины) выражены в условных отрезках, отвечающих наземным или подводным ландшафтным поясам, а время — в единицах относительной геохронологии; 3) в безмасштабных шкалах, когда иллюстрируется общий характер движений, главным образом их периодичность; 4) с различными комбинациями упомянутых шкал.

В уравнении (53) можно оставить переменными как плановые координаты x, y , так и время t , выбрав, однако, из множества значений t некоторые моменты $t_1, t_2, t_3, \dots$, отвечающие датам

измерений или характерным этапам развития рельефа. Тогда из уравнения (53) получим ряд уравнений

$$H = H(x, y, t_1); H = H(x, y, t_2); H = H(x, y, t_2) \dots \quad (55)$$

каждое из которых определяет одно мгновенное положение поверхности, а совокупность их — семейство последовательных положений поверхности. Практически такие семейства задаются не аналитически, а графически, в виде серии карт в изогипсах или изобатах на различные даты. Карты можно размещать рядом или накладывать одну на другую. Взаимным наложением разновременных изогипс или изобат достигается большая наглядность, но число совмещаемых положений ограничено графическими возможностями и не превышает двух-трех (Сетунская, 1960).

г) Величина перемещения земной поверхности в каждой ее точке за время $\Delta t = t_2 - t_1$ представляет собой разность уравнений, выражающих положение поверхности в соответствующие моменты времени:

$$\Delta H = H(x, y, t_2) - H(x, y, t_1) = \Delta H(x, y, t). \quad (56)$$

Если положения поверхности на последовательные даты заданы графически, в виде карт в горизонталях, то разность высот поверхностей, представляющая величину перемещения ΔH , может быть получена следующими тремя способами.

1. Вычитанием отметок горизонталей в предыдущий момент времени из отметок горизонталей в последующий момент в точках пересечения. По полученным точкам строятся изолинии величины перемещения.

2. Вычислением перемещения в данной точке, не совпадающей с пересечением горизонталей, по формуле (Finsterwalder, 1955)

$$\Delta H = \Delta S \frac{\Delta h}{\Delta s}, \quad (57)$$

где ΔS — расстояние между разновременными одноименными горизонталями, совмещенными на одной карте, Δs — расстояние между одновременными одноименными горизонталями; Δh — сечение горизонталей. Уравнение (57) вытекает из подобия треугольников со сторонами ΔS , ΔH и Δs , Δh . Уравнение выведено в предположении, что поверхность плоская и перемещается параллельно самой себе. Поэтому область его применения ограничивается условиями, не слишком уклоняющимися от сделанного предположения.

3. Вычислением средней величины перемещения участка, ограниченного двумя горизонталями, по формуле (Finsterwalder,

1954; см. также Федоров, 1940)

$$\Delta H = \Delta h \frac{\Delta F_1 + \Delta F_2}{F_1 + F_2}, \quad (58)$$

где Δh по-прежнему сечение горизонталей; F_1 и F_2 площади, заключенные между разноименными горизонталями соответственно в предыдущий и последующий моменты; ΔF_1 и ΔF_2 площади, заключенные между парами одноименных горизонталей. Среднее перемещение участка произвольных очертаний представляет сумму выражений, стоящих в правой части выражения (58):

$$\Delta H = \Delta h \sum_{i=1}^n \frac{\Delta F_i + \Delta F_{i+1}}{F_i + F_{i+1}}. \quad (59)$$

Являясь разностью двух топографических поверхностей, поле величин ΔH представляет собой, как доказывается в геометрии недр, опять-таки топографическую поверхность и может быть изображено изолиниями. Примерами служат изобазы — линии равных поднятий (изокатабазы) и линии равных опусканий (изоанабазы), строящиеся на основании анализа уровней древних береговых линий морей, озер, высот речных террас, денудационных и аккумулятивных выровненных поверхностей. Карты изопакит — линий равной мощности осадочных толщ представляют вместе с тем линии равных перемещений вследствие осадконакопления, а с другой стороны, согласно утверждаемому геотектоникой правилу компенсации прогибаний земной коры осадконакоплением, линии равных тектонических опусканий. По данным современных измерений строятся карты изолиний величины осадконакопления и размыва на дне морей, водохранилищ, рек, изолинии понижения поверхности ледников и др.

Чтобы подчеркнуть направленность процесса, а также при недостатке фактического материала, составляют карты знаков перемещений. На таких картах оконтуривают области тектонических поднятий и опусканий, области размыва и осадконакопления на дне рек или морей. Оконтуривание областей с различными знаками перемещений может быть произведено на картах с совмещенными разновременными горизонталями. Составляют, наконец, карты областей с той или иной средней величиной перемещения. Следует упомянуть комбинацию площадного и линейного способов изображения перемещений в виде карт совмещенных изобат на две даты с нанесением эпюр перемещений вдоль створов, в которых производились измерения.

д) Скорость перемещения поверхности. Касаясь мощности отложений как меры тектонических опусканий, В. Е. Хаин пишет: «...карты равных мощностей обладают одним

серьезным недостатком — правильно передавая *суммарный размер* погружения за определенный отрезок геологического времени, соответствующий известному стратиграфическому подразделению, они не дают представления об *абсолютной скорости* этого погружения. Сравнение таких карт для разных стратиграфических подразделений не позволяет составить правильное заключение о различии и изменении интенсивности погружения, ибо продолжительность каждого из таких подразделений сама может быть различной. Поэтому становится желательным составление карт равных скоростей погружений. Для этого следует... разделить полученные цифры на продолжительность данного стратиграфического подразделения, определенную с помощью абсолютной геохронологической шкалы, построенной по данным радиоактивных (свинцового, гелиевого) методов. Построенные подобным образом карты уже можно сравнивать безотносительно к тому, составлены ли они для целого периода или отдельного века» (Хаин, 1954, стр. 233—234).

Обозначая величину перемещения через ΔH , промежуток времени, в течение которого оно произошло, через $\Delta t = t_2 - t_1$ и имея в виду (56), получаем для средней скорости перемещения поверхности выражение

$$v = \frac{\Delta H}{\Delta t} = \frac{H(x, y, t_2) - H(x, y, t_1)}{t_2 - t_1} = v(x, y, t). \quad (60)$$

Истинную скорость перемещения получим дифференцированием уравнения движения поверхности (53) по времени t :

$$V = \frac{\partial H(x, y, t)}{\partial t} = V(x, y, t). \quad (61)$$

Выражениями (60) и (61) определяется поле скоростей, которое для фиксированного момента времени может быть изображено изолиниями скорости — изотаксами (Варданыц, 1963). Карты изолиний скорости строятся для тектонических движений, морского осадконакопления, абляции ледников. На картах скоростей денудации, полученных балансовым методом, изображаются обычно не линии равных скоростей, а контуры участков речных бассейнов с определенными значениями средней скорости денудации.

Придавая в выражениях (60) или (61) постоянное значение паре плановых координат x, y , получаем уравнение зависимости скорости от времени для данной точки поверхности, аналогичное формуле (39).

е) Сложение вертикальных перемещений земной поверхности. Взаимодействию эндогенных и экзогенных процессов может быть дано количественное выражение путем алгебраического суммирования величин или скоростей вертикальных тек-

тонических и экзогенных перемещений земной поверхности. При этом обычно ограничиваются выяснением знака суммы, указывающего общее направление развития рельефа.

Чаше обращаются к исследованию суммы скоростей. Э. Огом (1938), А. Б. Роновым (1949), В. В. Белоусовым (1962) и другими авторами анализировалось направление перемещений дна морского бассейна в зависимости от соотношения скоростей тектонического прогибания $-v_T$ и осадконакопления $+v_s$. Их сумма представляет скорость перемещения дна бассейна:

$$v = v_s - v_T. \quad (62)$$

Если скорость осадконакопления по абсолютной величине меньше скорости прогибания $|+v_s| < |-v_T|$, то $v < 0$, т. е. дно бассейна понижается, и глубина его возрастает. Если обе скорости равны, $|+v_s| = |-v_T|$, то $v = 0$ и дно бассейна остается на прежнем уровне. Если скорость осадконакопления больше скорости прогибания, $|+v_s| > |-v_T|$, то $v > 0$ и дно бассейна повышается, а глубина убывает. Приведем численный пример. Согласно П. В. Федорову (1952), в южной котловине Каспия скорость осадконакопления составляет 0,5 мм в год, а скорость тектонического опускания — 2,5 мм в год. Суммируя эти величины, мы видим, что дно моря понижается со скоростью — 2 мм в год.

Уравнение (62) позволяет решить и другую задачу — определить скорость осадконакопления, если известна скорость тектонического прогибания и скорость углубления бассейна. Так, Шипардом (Shepard, 1953) путем сравнения батиметрических карт лагун и эстуариев побережья Техаса была установлена скорость углубления бассейна — 380 мм в год. Наблюдения на водомерных постах показали, что побережье подвержено тектоническому опусканию со скоростью — 520 мм в год. Отсюда получаем скорость осадконакопления — 380 — (— 520) = 140 мм в год.

В случае тектонического поднятия, $+v_T$, сопровождающегося денудационным сносом $-v_s$, скорость перемещения поверхности равна (Ронов, 1949)

$$v = v_T - v_s. \quad (63)$$

Если скорость поднятия больше скорости денудации, $|+v_T| > |-v_s|$, то $v > 0$, т. е. рельеф находится в стадии восходящего развития. Если скорость поднятия равна скорости денудации $|+v_T| = |-v_s|$, то $v = 0$ и рельеф остается стабильным. Если скорость поднятия меньше скорости денудации, $|+v_T| < |-v_s|$, то $v < 0$ и развитие рельефа происходит по нисходящей линии. Н. П. Костенко (1959) наряду с указанными случаями рассматривает более сложный, когда на фоне тектонических поднятий и опусканий первого порядка происходят поднятия и опускания второго порядка.

Математическая символика в такого рода исследования впервые была введена И. П. Герасимовым (1943).

Суммирование перемещений может производиться и для частных процессов. Так, Шлимп (Schlimpp, 1958) построил карту изолиний общей величины перемещения поверхности ледника путем суммирования изолиний вертикальной составляющей движения льда и величины абляции. С другими примерами мы еще встретимся в § 28.

Имея в виду, что величина, скорость и ускорение вертикальных перемещений земной поверхности представляют собой скаляры, можно написать следующие общие выражения (Девдариани, 1950): для суммы величин перемещений

$$\Delta H = \Delta H_1 + \Delta H_2 + \Delta H_3 + \dots, \quad (64)$$

для суммы скоростей

$$v = v_1 + v_2 + v_3 + \dots, \quad (65)$$

для суммы ускорений

$$w = w_1 + w_2 + w_3 + \dots \quad (66)$$

Индексами 1, 2, 3... обозначены суммируемые частные процессы.

ж) Уклон как градиент поля высот. В литературе, особенно тектонической, все чаще используются понятия о градиенте перемещения и градиенте скорости перемещения (Верещагин, 1931; Николаев, 1949; Белоусов, 1962, и др.). В приложении к рельефу земной поверхности это понятие анализировалось нами (Девдариани, 1950), а в приложении к тектоническим движениям подробно рассматривалось М. В. Гзовским, В. Н. Крестниковым и Г. И. Рейснером (1959).

Рассмотрению понятий о градиенте перемещения и скорости необходимо предпослать анализ понятия об уклоне как о градиенте поля высот (Соболевский, 1932; Девдариани, 1950). Как известно, средний уклон поверхности между двумя точками представляет разность их высот $\Delta H = H_2 - H_1$, взятую с обратным знаком и отнесенную к расстоянию между ними $\Delta x = x_2 - x_1$:

$$i_{cp} = -\frac{\Delta H}{\Delta x} = -\frac{H_2 - H_1}{x_2 - x_1}. \quad (67)$$

Истинная величина уклона в данной точке представляет собой взятую с обратным знаком производную высоты H по направлению x :

$$i_x = -\frac{\partial H}{\partial x}. \quad (68)$$

Но земную поверхность, как было сказано, можно представить как поле высот. Высота H называется функцией поля. Производная функции поля по какому-либо направлению x носит название градиента функции поля по этому направлению и обозначается символом grad_x . Следовательно, уклон представляет собой взятый с обратным знаком градиент высоты:

$$i_x = -\frac{\partial H}{\partial x} = -\text{grad}_x H. \quad (69)$$

Через точку поверхности проходит бесчисленное множество направлений. По каждому из этих направлений можно вычислить значение градиента в данной точке, и в общем случае эти значения будут различными. Наибольшую величину имеет градиент, вычисленный по направлению быстрейшего возрастания высоты, т. е. по направлению, нормальному к изогипсам. Он называется главным градиентом или просто градиентом без указания направления, обозначается символом $\text{grad } H$ и представляет частную производную высоты H по направлению нормали n к изогипсам:

$$\text{grad } H = \frac{\partial H}{\partial n}. \quad (70)$$

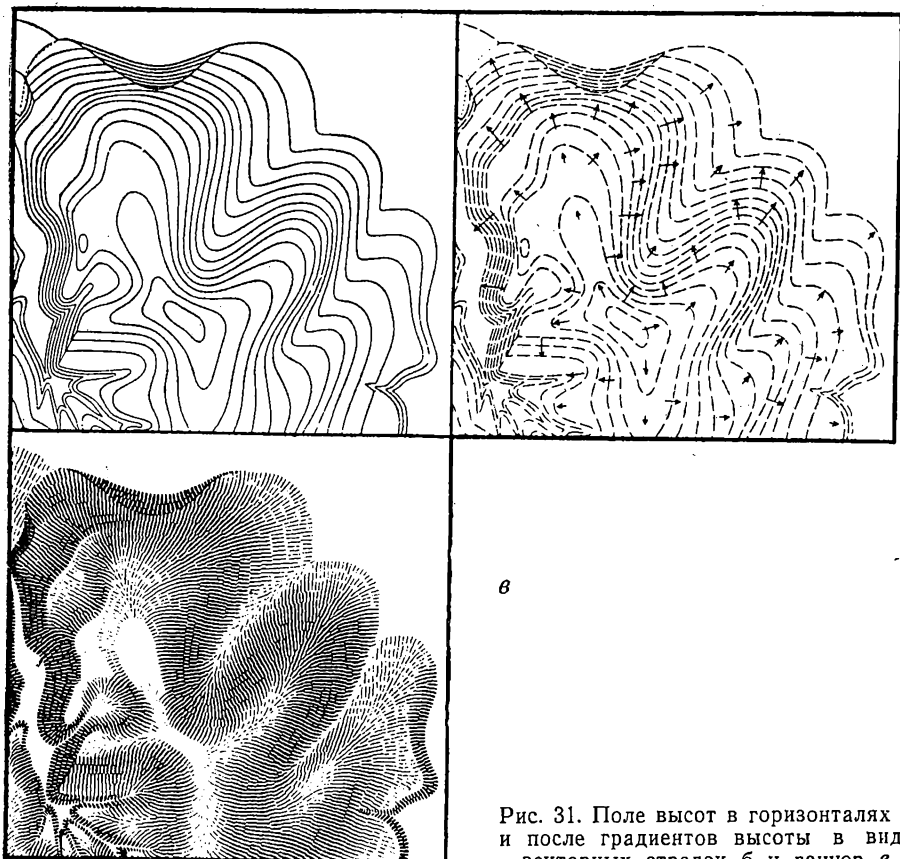
Направление быстрейшего возрастания высоты совпадает с линией наибольшего ската, отличаясь от нее только обратным знаком. Таким образом, градиент высоты равен уклону линии наибольшего ската, взятому с обратным знаком.

Характеризуясь как абсолютной величиной, так и направлением, градиент высоты является вектором и может быть изображен в виде стрелки, направленной вдоль линии наибольшего ската в сторону ее подъема. Если имеется карта в изогипсах (рис. 31а), то градиент высоты подсчитывается как отношение разности высот соседних изогипс к кратчайшему расстоянию между ними. Вычисляя градиенты высоты в достаточном числе точек, можно построить карту градиентов, показывая их в виде стрелок (рис. 31, б). Другой способ состоит в проведении через те же точки линий равных градиентов. В этом случае направление градиентов определяется нанесением на карту линий наибольшего ската, к которым градиенты являются касательными. Это будет карта изоградиентов. Поле векторов изображают также густотой (или, что одно и то же, толщиной) линий, совпадающих с направлением градиентов (Кочин, 1951). Следовательно, топографическая карта, на которой рельеф показан гашюрами, представляет собой не что иное, как карту градиентов высоты (рис. 31, в).

и) Градиент перемещения и градиент скорости. Имея поле перемещений поверхности, изображенное изолиниями,

в каждой его точке можно вычислить значение главного градиента перемещения аналогично тому, как вычисляется главный градиент высоты. Главный градиент, или просто градиент перемещения, представляет вектор, направленный по нормали к изолинии перемещения в данной точке в сторону возрастания величины

б



в

Рис. 31. Поле высот в горизонталях *а* и после градиентов высоты в виде векторных стрелок *б* и гашюр *в*

перемещения и численно равный производной перемещения по этому направлению:

$$\text{grad } \Delta H = \frac{\partial \Delta H}{\partial n}. \quad (71)$$

Точно так же, имея поле скоростей, можно определить градиент скорости:

$$\text{grad } V = \frac{\partial V}{\partial n}. \quad (72)$$

Имея в виду (50), можно убедиться, что градиент скорости равен производной уклона по времени, взятой с обратным знаком:

$$\text{grad } V = \frac{\partial V}{\partial n} = \frac{\partial}{\partial n} \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial H}{\partial n} = - \frac{\partial i}{\partial t}. \quad (73)$$

Градиент скорости имеет такое же преимущество перед градиентом перемещения, какое имеет скорость перед величиной

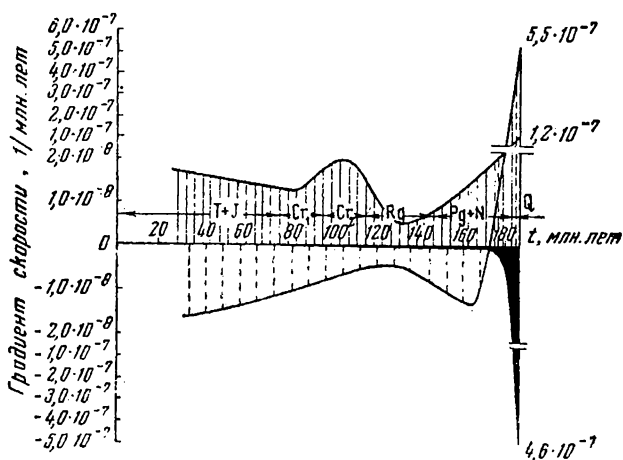


Рис. 32. Зависимость градиента скорости вертикальных тектонических движений от времени (по Гзовскому, Крестникову и Рейснеру, 1959)

перемещения: он позволяет сравнивать искажения очертаний поверхности, происходившие за различные промежутки времени. Поэтому вычислением градиента перемещения следует, как правило, ограничиваться лишь в тех случаях, когда отсутствуют данные геохронологии, необходимые для определения скорости.

Площадное распределение градиентов перемещения и скорости может быть изображено теми же приемами, что и градиента высоты: векторными стрелками, линиями изоградиентов, гашюрами. Изменение градиента скорости во времени показывается на графиках (рис. 32).

Относительная величина градиентов тектонических движений и их скоростей служит, по В. В. Белоусову (1962), для различения геосинклинальных областей, характеризующихся большими градиентами, т. е. более дифференцированными движениями, и платформенных областей, обладающих меньшими градиентами и меньшей дифференцированностью движений.

Градиенты перемещения и скорости могут быть вычислены только для тех областей земной поверхности, где она относится к классу топографических поверхностей, удовлетворяя условиям однозначности, конечности, непрерывности и плавности. Нарушение этих условий наблюдается преимущественно вдоль отдельных линий. Так, по обе стороны разрывов величина и скорость перемещения изменяются скачкообразно, вплоть до перемены знака. Резкое изменение скорости экзогенных перемещений происходит на бровках террас, провальных и просадочных форм, по контурам оползней, ледников и т. п. Градиенты перемещения и скорости, вычисляемые при приближении к такого рода линиям с двух противоположных сторон, получают различные значения, а на самой линии их величина становится неопределенной.

В будущем, вероятно, можно будет построить кинематическую классификацию переломов и перегибов рельефа, исходя из поведения градиента перемещения и скорости.

к) О градиенте скорости перемещения вещественной поверхности земли. Познакомившись с понятием о градиенте для более важного случая его применения к перемещениям геометрической поверхности земли, скажем несколько слов о градиенте скорости перемещения вещественной поверхности земли. Он определяется, согласно Е. П. Емельяновой (1956), как отношение разности скоростей двух частиц к расстоянию между ними. Е. П. Емельянова подчеркивает роль градиента скорости в описании движения оползней, в отличие от роли абсолютной величины скорости: «Оползневые смещения монолитных блоков обычно характеризуются значительными абсолютными скоростями. Градиенты скоростей в пределах каждого блока незначительны (наблюдаются при поворотах и равны нулю при прямолинейном скольжении). На границах между блоками скорости резко изменяются, их градиенты велики.

При смещении рыхлых раздробленных масс скорости могут быть значительны, их градиенты обычно изменяются незаконномерно, но имеют меньшую величину, чем на границах смещающихся крупных блоков. При пластическом течении скорости обычно очень малы и изменяются постепенно, благодаря чему их градиенты имеют совершенно незначительную величину» (Емельянова, 1956, стр. 94—99).

В гляциологии часто вычисляют соотношение горизонтальной составляющей скорости движения ледника в осевой и в краевой частях, представляющие собой средний градиент скорости перемещения створа.

Понятие об истинном градиенте скорости в данной точке в приложении к перемещениям масс горных пород было введено В. Н. Даниловичем (1951) для случая движения материала в

крыльях надвига. Истинный градиент скорости в данной точке равен:

$$\text{grad } V_x = \frac{\partial V_x}{\partial x}. \quad (74)$$

Подставляя значение V_x из (29а), получаем другое выражение для градиента скорости:

$$\text{grad } V_x = \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial \xi}{\partial t} = \frac{\partial^2 \xi}{\partial x \partial t}, \quad (75)$$

представляющее собой вторую производную по времени и по направлению линии. Аналогичный вид имеют уравнения составляющей градиента скорости по осям y и z .

§ 9. Горизонтальное перемещение геометрической поверхности земли

Анализируя результаты повторных батиметрических съемок на одном из побережий Франции, Рувиль (Rouville, 1946) констатировал, что изобата 6 м перемещалась в сторону берега с 1826 по 1864 г. со скоростью почти 5 м в год и за период с 1864 по 1873 г. со скоростью более 8 м в год. Описание перемещений морских изобат встречаем и у других авторов. Горизонталь — изогипса или изобата — представляет собой геометрическое место точек земной поверхности, лежащих в одной горизонтальной плоскости. Сопоставляя последовательные положения одной и той же горизонтали (при условии постоянства уровня водоема), можно проследить за перемещением поверхности земли в данной горизонтальной плоскости. Наблюдая за перемещением нескольких горизонталей, каждой в своей плоскости, получают представление о пространственном перемещении поверхности. Горизонталью, отмеченной самой природой, является береговая линия водоемов — морей, озер, водохранилищ. Если уровень водоема остается неизменным, то горизонтальное перемещение береговой линии повторяет горизонтальные перемещения поверхности земли.

С перемещением изобат и береговых линий (урезов) приходится сталкиваться также при изучении переформирований речных русел. В этом случае глубины и береговые линии приводят к единому, так называемому проектному уровню, соответствующему уровню воды с большой обеспеченностью (межени). Хотя проектный уровень не является горизонтальной поверхностью, при построении речных изобат он принимает на себя роль таковой. Поэтому, нам кажется, законно пользоваться термином «горизонтальное перемещение» в применении к изучению перемещения речных изобат и урезов рек, особенно равнинных, имеющих ничтожные уклоны.

а) Средняя величина и скорость перемещения горизонтали. Зная последовательные положения какой-либо горизонтали, в частности береговой линии, количественное представление об ее горизонтальном перемещении можно составить,

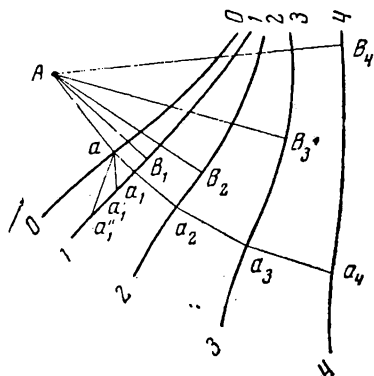


Рис. 33. К определению величины горизонтального перемещения точки земной поверхности

определив осредненную для данного отрезка величину перемещения S_{cp} как отношение площади F , заключенной между двумя последовательными положениями горизонтали к длине L горизонтали:

$$S_{cp} = \frac{F}{L}. \quad (76)$$

Разделив величину перемещения S_{cp} на время Δt , в течение которого оно произошло, получим среднюю скорость:

$$u_{cp} = \frac{S_{cp}}{\Delta t} = \frac{F}{L \Delta t}. \quad (77)$$

Пример определения средней скорости перемещения береговой линии находим у И. В. Самойлова (1952) для дельты Дона. Согласно данным съемок 1853 и 1927 гг., т. е. за время $\Delta t = 74$ годам, приращение площади дельты составило $F = 21\,000\,000 \text{ м}^2$ при длине морского края $L = 28\,000 \text{ м}$. Подставляя эти цифры в уравнение (77), получаем скорость выдвигания дельты за счет осадконакопления $u_{cp} = \frac{21\,000\,000}{28\,000 \times 74} = 10 \text{ м в год}$.

б) Горизонтальное перемещение точки земной поверхности. Количественная характеристика горизонтального перемещения может быть уточнена, будучи отнесенной к данной точке поверхности. Траектория точки по условию должна лежать в горизонтальной плоскости. Проведя эту плоскость,

мы выделим (рис. 33) проходящую через точку a горизонталь $0-0$ и ее последующие положения $1-1$, $2-2$, $3-3...$ вырывающиеся по мере перемещения поверхности. Величина горизонтального перемещения точки a представляет собой, очевидно, расстояние между данной точкой и линией $1-1$, изображающей последующее положение той же горизонтали. Но расстояние это можно измерить по любому направлению: aa_1 , aa_1' , aa_1'' , ... и поставленная задача останется неопределенной. Среди возможных направлений перемещения особо отличается одно — aa_1 , нормальное к последовательным положениям береговой линии. Это направление, по которому перемещение является кратчайшим и совершается с наименьшей скоростью, как раз и выбирается для измерения величины перемещения (Арманд, 1947). Продолжая построение для последующих моментов времени, получим траекторию $aa_1a_2a_3...$ точки a . Траектория расположена в горизонтальной плоскости, нормальна к последовательным положениям береговой линии и в общем случае криволинейна.

Нормальное горизонтальное перемещение точки практически может быть определено лишь тогда, когда последовательные положения горизонтали, например береговой линии, уже зафиксированы повторной наземной съемкой или аэрофотосъемкой, серией береговых валов и т. п. В других случаях измерения горизонтальных перемещений береговой линии производятся в створах, предварительно разбитых и закрепленных в натуре и служащих заранее заданными траекториями точек береговой линии. Чтобы и в этом случае приблизиться к нормальному направлению перемещения, створы разбивают обычно нормально к современному положению береговой линии, полагаясь на известную устойчивость ее очертаний во времени.

Случается, что по техническим причинам удобнее производить замеры положения точки по нормали к прямолинейной магистрали. Но и в этом случае магистраль стремятся разбить так, чтобы она была параллельной, а створы перпендикулярными к берегу или к бровке обрыва.

Нередко возникает задача определения скорости приближения береговой линии к сооружению, которому грозит подмыв, или удаления ее от причальных сооружений. В этом случае в качестве меры перемещения береговой линии принимают кратчайшее расстояние Aa , AB_1 , $AB_2...$ (см. рис. 34) от постоянной точки A до последовательных положений $1-1$, $2-2$, $3-3...$ береговой линии.

Таким образом перемещение береговой линии сводят к движению некоторой фиктивной точки, которая лежит на нормали, спущенной из фиксированной точки к береговой линии в ее последовательных положениях.

Горизонтальное перемещение точки или линии земной поверхности может быть направленным либо из литосферы, в частности для береговой линии в сторону водоема или реки, либо в литосферу, в частности в сторону берега. Таким образом, горизонтальное перемещение наряду с абсолютной величиной характеризуется алгебраическим знаком. В § 10 будет показано, что перемещение из литосферы, в сторону водоема или реки, целесообразно принимать положительным, а в литосферу или в сторону берега — отрицательным.

Наряду с собственно перемещением могут исследоваться деформации поверхности в горизонтальном направлении, выражающиеся в увеличении или уменьшении кривизны горизонталей, в частности береговой линии моря.

в) Графическое изображение горизонтальных перемещений

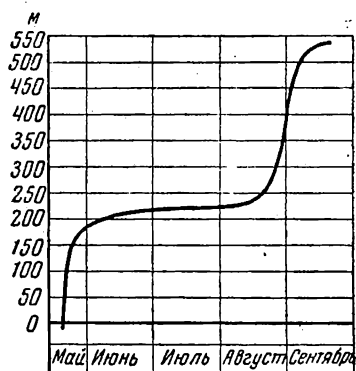


Рис. 34. Зависимость размыва берега от времени (по Алтунину, 1939)

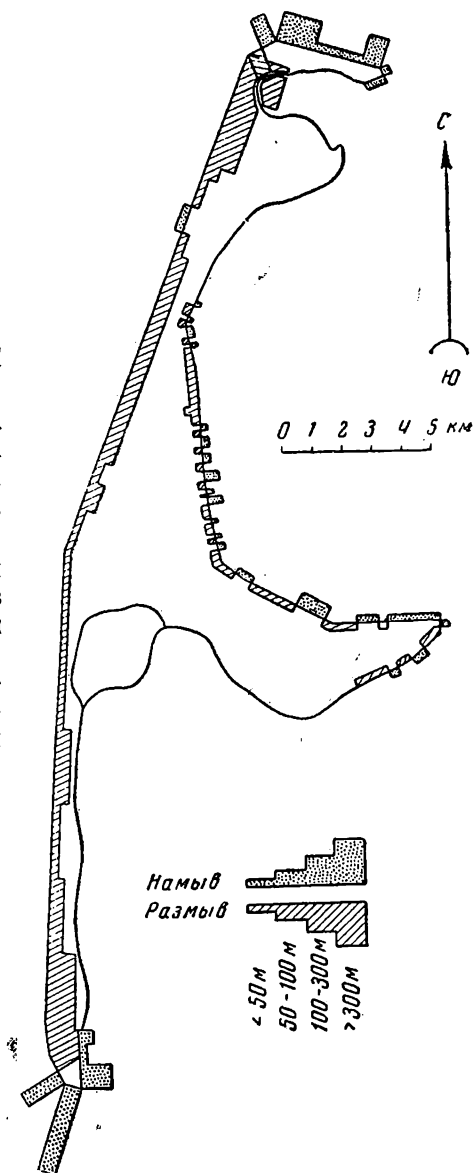


Рис. 35. Горизонтальное перемещение береговой линии острова за 85 лет (по Lamprecht'y, 1957)

точек или линий земной поверхности, достигается, во-первых, построением серий разновременных карт в горизонталях. Это тот же прием, а им пользуются для изображения вертикальных перемещений; но в том случае следят за изменением высот, а в описываемом — за изменением расстояния между разновременными изогипсами или изобатами. Точно так же совмещение разновременных профилей позволяет проследить горизонтальные перемещения, например, берега моря или реки, наряду с вертикальными, с той разницей, что в первом случае профили рассматривают как бы лежащими один рядом с другим, а во втором — один над другим. Третий способ заключается в совмещении на карте последовательных положений одной единственной горизонтали: либо береговой линии моря, водохранилища, реки, либо изобаты, соответствующей минимальной необходимой для судоходства глубине, либо линии подножия или бровки берегового обрыва. Этот прием можно редуцировать до указания на карте одного лишь знака перемещения береговой линии. Зависимость горизонтального перемещения в данной точке берега от времени представляют в виде графиков (рис. 34). Величину горизонтального перемещения изолинии изображают в виде эпюры или диаграммы (рис. 35).

г) Уравнение горизонтального перемещения поверхности. Ограничимся рассмотрением простейшего случая поступательного перемещения плоскости. Если расположить декартову систему координат так, чтобы горизонтальная ось x была направлена параллельно перемещающейся плоскости, то горизонтальное перемещение точки плоскости будет описываться изменением с течением времени t другой горизонтальной координаты y . Уравнение горизонтального перемещения получится путем решения уравнения (53) движения поверхности относительно координаты y :

$$y = y(x, H, t). \quad (78)$$

Если в уравнении (78) оставить переменными x и H и придавать времени ряд последовательных значений $t = t_1, t_2, t_3, \dots$, то получим семейство поверхностей:

$$y = y(x, H, t_1); y = y(x, H, t_2); y = y(x, H, t_3) \dots, \quad (79)$$

изображаемое сериями последовательных карт в горизонталях. Если в уравнении (78) положить постоянным $x = x_1$ и сохранить переменными H и t , причем последнему придавать ряд значений $t = t_1, t_2, t_3, \dots$, то получим семейство профилей:

$$y = y(x_1, H, t_1); y = y(x_1, H, t_2); y = y(x_1, H, t_3) \dots, \quad (80)$$

совмещение которых на одном чертеже является, как мы видели, вторым способом изображения горизонтальных перемещений.

Третий способ изображения — в виде совмещенных разновременных положений одной из горизонталей — вытекает из уравнения (78), если положить постоянным $H=H_1$ (что послужит для выделения данной горизонтали) и придавать времени ряд значений $t=t_1, t_2, t_3 \dots$. В результате получим уравнения последовательных положений данной горизонтали:

$$y=y(x, H_1, t_1); y=y(x, H_1, t_2); y=y(x, H_1, t_3) \dots \quad (81)$$

Наконец, математическую интерпретацию графика зависимости горизонтального перемещения точки от времени получим, положив в уравнении (78) постоянными $x=x_1$ и $H=H_1$, в результате чего горизонтальное перемещение окажется функцией только времени t :

$$y=y(x_1, H_1, t). \quad (82)$$

В конкретном виде уравнение (82) было предложено, например, В. К. Рудаковым (1960) для определения ширины переработки берега водохранилища:

$$y=y_k \left(1 - e^{-\frac{aM}{y_k} t} \right). \quad (83)$$

Здесь y_k — конечная ширина переработки; a — постоянная, зависящая от очертаний, поперечного профиля и сопротивляемости пород размыву; M — количество воздействующей на берег волновой энергии. Все эти величины следует рассматривать как функции x_1 и H_1 .

д) Величина и скорость горизонтального перемещения поверхности. Величина горизонтального перемещения поверхности определяется из уравнения:

$$\Delta y=y(x, H, t_2)-y(x, H, t_1)=\Delta y(x, H, t). \quad (84)$$

При постоянном значении высоты $H=H_1$ это уравнение дает величину перемещения соответствующей горизонтали, например береговой линии, изображаемую в виде эпюры горизонтальных перемещений.

Если обозначить через Δt промежуток времени, за который произошло перемещение Δy , то средняя скорость u горизонтального перемещения точки будет

$$u=\frac{\Delta y}{\Delta t}, \quad (85)$$

а истинная

$$U=\frac{\partial y}{\partial t}. \quad (86)$$

В качестве примера можно привести уравнение скорости переработки берега водохранилища, получаемую (Рудаков, 1960) дифференцированием (83) по времени:

$$U = aMe^{-\frac{aM}{y_k} t} \quad (87)$$

Графическими приемами изображения скорости горизонтального перемещения береговой линии моря служат эпюры, диаграммы, условные обозначения на карте, отвечающие определенным градациям скоростей.

е) Сложение горизонтальных перемещений. Горизонтальное перемещение земной поверхности может быть результатом нескольких процессов, измеряемых независимо друг от друга. Отсюда возникает задача сложения горизонтальных перемещений, решавшаяся, например, Е. П. Емельяновой (1956) для случая абразии языка активного оползня. Если за один и тот же промежуток времени выдвигание языка оползня в сторону водоема составит $y_{оп}$, а величина размыва — y_p , то перемещение берегового обрыва y будет суммой этих двух перемещений:

$$y = y_{оп} - y_p \quad (88)$$

Если известны полная величина перемещения берегового обрыва y и выдвигания языка оползня $y_{оп}$, то величина размыва определится как

$$y_p = y - y_{оп} \quad (89)$$

Займствуя выражения (88) и (89) у Е. П. Емельяновой, мы переменили принятые ею знаки на обратные в соответствии с указанным в § 10 правилом знаков.

В частном случае, если береговая линия остается неподвижной, $y=0$, то $y_{оп}=y_p$. Отсюда, зная скорость оползания, можно найти скорость абразии, как это сделал, например, И. Б. Корженевский (1959), или, наоборот, зная скорость абразии, можно определить скорость движения оползня.

§ 10. Взаимосвязь перемещений геометрической поверхности земли по различным направлениям

Величины горизонтального и вертикального перемещения геометрической поверхности земли связаны между собой. Это отмечалось, например, Ю. А. Билибиным (1938), указавшим, что при врезании русла распадка (овражка) профиль его перемещается не только вниз, но и вбок, в сторону водораздела, в горизонтальном направлении. Если угол наклона профиля обозначить через α , а уклон через $i = \operatorname{tg} \alpha$, то вертикальное ΔH и

горизонтальное Δy перемещения оказываются связанными (см. рис. 1) простой зависимостью:

$$\frac{\Delta H}{\Delta y} = \operatorname{tg} \alpha = i, \quad (90)$$

откуда

$$\Delta H = i \Delta y, \quad (91)$$

$$\Delta y = \frac{\Delta H}{i}. \quad (92)$$

Разделив эти выражения на промежуток времени Δt , получим зависимости между скоростью вертикального $v = \frac{\Delta H}{\Delta t}$ и горизонтального $u = \frac{\Delta y}{\Delta t}$ перемещений:

$$\frac{v}{u} = i; \quad (93)$$

$$v = ui; \quad (94)$$

$$u = \frac{v}{i}. \quad (95)$$

Приведем численный пример из работы И. В. Самойлова (1952). Плоская дельтовая равнина с уклоном $i = 0,00005$ выдвигается вследствие осадконакопления со скоростью $u_s = 20$ м/год. Отсюда скорость повышения ее поверхности в результате того же осадконакопления равна $v_s = u_s i = 20 \times 0,00005 = 0,001$ м/год $= 1$ мм/год. Если при этом происходит тектоническое опускание со скоростью $v_t = -3$ мм в год, то отступление равнины в сторону берега вследствие тектонического опускания составит $u_t = \frac{v_t}{i} = -\frac{3}{0,00005} = -60000$ мм/год $= -60$ м/год. Суммарная скорость горизонтального перемещения как вследствие осадконакопления, так и тектонического опускания будет $u = u_t + u_s = -60 + 20 = -40$ м/год.

Наряду с вертикальными и горизонтальными траекториями точек геометрической поверхности земли, можно представить бесчисленное множество траекторий других направлений, на которые накладывается, как было сказано, лишь то условие, чтобы они не пересекались. В остальном траектории могут назначаться произвольно. Среди возможных направлений траекторий особое положение занимает направление нормали к последовательным положениям поверхности. Перемещаясь по нормали, точка совершает кратчайший путь и движется с наименьшей скоростью. Перемещением по нормали является, например, истинная мощность слоя осадка в ненарушенном залегании как выражение величины перемещения по-

верхности вследствие осадконакопления (Девдариани, 1956). Известны примеры определения нормальной величины склонового смыва (Рамзаев, 1956) и овражного размыва (Емельянова, 1956), нормального перемещения поверхности ледника (Калесник, 1939; Авсюк, 1948) и его ложа (Hinds, 1943). Однако широкое использование этого приема наталкивается на то неудобство, что направление нормали к поверхности изменяется вместе с ее очертаниями как от точки к точке, так и с течением времени, и траектории точек оказываются пространственными кривыми. Поэтому перемещениям точек поверхности предпочитают придавать, как мы видели, либо вертикальное направление, и тогда их траектории становятся вертикальными прямыми, либо горизонтальное, и тогда их траектории оказываются горизонтальными прямыми или плоскими кривыми.

Воспользуемся снова рис. 1 для установления связи нормального Δn перемещения с вертикальным ΔH и горизонтальным Δy :

$$\Delta n = \Delta H \cos \alpha, \quad (96)$$

$$\Delta n = \Delta y \sin \alpha. \quad (97)$$

Деля обе части этих выражений на Δt и обозначая скорость нормального перемещения через $v_n = \frac{\Delta n}{\Delta t}$, получим

$$v_n = v \cos \alpha, \quad (98)$$

$$v_n = u \sin \alpha. \quad (99)$$

Выражение (96) было использовано Ф. С. Рамзаевым (1956) для перехода от непосредственно измеренной вертикальной мощности эродированного слоя почвы к нормальной мощности. Выражение (98) применялось Г. А. Авсюковым (1948) с той же целью для измерения скорости стаивания поверхности ледника. Выражение (99) послужило С. В. Калеснику (1939) для определения величины стаивания поверхности ледника по нормали, на основании данных об его горизонтальном отступании.

У пологих поверхностей с малым углом наклона α значение $\cos \alpha$ близко к единице и, согласно (96), вертикальное перемещение приближается к нормальному. У крутых поверхностей с большим углом наклона α к единице близок, наоборот, $\sin \alpha$ и, согласно (97), к нормальному перемещению приближается перемещение горизонтальное. По этой причине локальный метод описания вертикальных перемещений применяется, как правило, для равнинных поверхностей, а локальный метод описания горизонтальных перемещений — для обрывов и уступов (рис. 36).

Независимо от уклона представление о горизонтальном перемещении используется для берегов водоемов, где последова-

тельные положения береговой линии как нулевой горизонтали легко прослеживаются при сравнении карт разных лет съемки или запечатлеваются береговыми валами, контурами распространения осадков и пр. Представление о горизонтальном перемещении привлекается также в прикладных целях: в случае угрозы подмыва сооружений, при наблюдениях за изменением фарватеров и т. п.

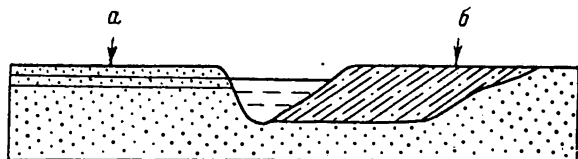


Рис. 36. Вертикальное *а* и боковое *б* осадконакопление (по Straaten'у, 1954) как пример зависимости выбора направления перемещения геометрической поверхности земли от уклона

Формула (92) позволяет установить правило знаков горизонтальных перемещений земной поверхности. Для вертикальных перемещений принято считать положительным направление вверх, вовне литосферы. В таком случае, согласно рис. 37 и выражению (92), знак горизонтального перемещения оказывается

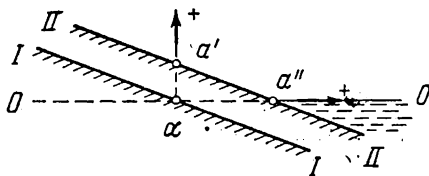


Рис. 37. Связь между знаками вертикального и горизонтального перемещения земной поверхности

положительным также в направлении вовне литосферы, а для берегов — в сторону водоема. Такое правило знаков является обратным принятому в исторической геологии (где трансгрессии приписывают положительный знак, а регрессии — отрицательный), поддержанному В. В. Логиновым (1956) и отвечающему точке зрения гидрологов, для которых объектом исследования служат водоем и движения его уровня. Действительно, при этом положительному перемещению — подъему уровня моря — отвечает также положительное перемещение береговой линии в сторону суши, а опусканию уровня моря — отрицательное перемещение береговой линии.

ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ФОРМ РЕЛЬЕФА

Формы рельефа можно рассматривать как геометрические тела (Ефремов, 1949; Девдариани, 1957). В одних случаях они могут испытывать миграцию, перемещаясь без изменения размеров и искажения очертаний. В таких случаях для описания перемещений форм рельефа могут быть использованы методы кинематики твердого тела. В других случаях формы рельефа испытывают изменение размеров и искажение очертаний — деформацию, для описания которой могут быть использованы методы кинематики деформируемых тел. Разложение на миграцию и деформацию использовалось для дюн, морских и речных подводных гряд, речных островов. Эти термины были применены Н. П. Костенко (1955) для наземных дельт. Если говорить о кинематическом анализе перемещений форм рельефа вообще, то он впервые строго последовательно был применен С. П. Максимовым (1905) для форм речного русла. В общем виде этот вопрос был рассмотрен нами (Девдариани, 1959; Devdariani, 1960).

§ 11. Миграция форм рельефа

Трудно представить, чтобы где-либо в природе форма рельефа перемещалась без изменения размеров и очертаний. И все же, если деформации малы, ими можно пренебречь и свести дви-

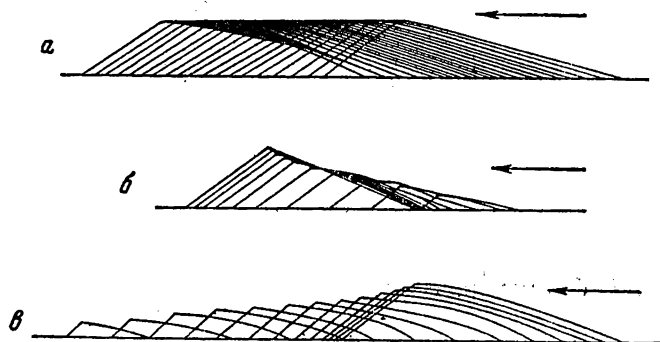


Рис. 38. Различные виды перемещения барханов (по Огу, 1933) как примеры поступательной миграции.

а — с постоянной скоростью; *б* — замедленной с равномерным расширением; *в* — ускоренной с равномерным сокращением

жение реальных форм рельефа к этому наиболее простому виду. Перемещение без деформаций обладает особой простотой еще и потому, что обычно оно сводится к миграции по горизонтальной поверхности или по поверхности рельефа высшего порядка, т. е. к плоскопараллельному движению.

а) Поступательная миграция (рис. 38, а). Простейшим видом плоскопараллельного движения является поступательное, которое относится к числу наиболее прочно утвердившихся в геоморфологии кинематических понятий. В литературе неоднократно описывалось поступательное движение эоловых форм — дюн, барханов, барханных гряд — и русловых форм — песчаных гряд, перекатов, меандр. При поступательном движении каждый отрезок тела перемещается параллельно самому себе и все точки тела описывают одинаковые, совмещающиеся при взаимном наложении траектории. Поэтому поступательная миграция форм рельефа вполне определяется движением любой одной точки — ее траекторией, скоростью, ускорением. В качестве такой точки удобно принимать какую-либо характерную точку: вершинную, глубинную, центр тяжести горизонтальной проекции.

Направление поступательной миграции принято определять его румбом, или, говоря точнее, румбом вектора перемещения. При постоянном значении этого румба путь миграции будет прямолинейным, в противном случае — криволинейным. Иногда поступательная миграция может быть охарактеризована не только направлением, но и алгебраическим знаком. К таким случаям относятся перемещения береговых форм, на которые следует распространить правило знаков, введенное в § 10. Согласно ему перемещение в сторону водоема или реки является положительным, а в сторону суши — отрицательным. Для форм речного русла, которые могут мигрировать как вверх, так и вниз по течению, положительным, как и в гидравлике открытых русел, следует считать направление вниз по течению. Определения знака требуют периодические перемещения, например так называемое колебательное движение гребней барханных цепей. Знак его назначается, вообще говоря, произвольно. Так для юго-восточных Каракумов В. Н. Кунин и М. П. Петров (1934) движение к югу считают положительным, а к северу — отрицательным. Иногда оказывается целесообразным разложить перемещение мигрирующей формы на составляющие: для русловых форм — по течению и поперек к нему, для береговых форм — вдоль берега и по нормали к нему.

Сводясь к движению точки, поступательная миграция является простейшим возможным способом представления движения формы рельефа. И хотя в природе редко можно встретить столь правильный способ движения, в литературе он описывается сравнительно часто. Объяснение этому следует искать, с одной стороны, в малой точности наблюдений, не улавливающих незначительных вращений и искажений очертаний, а с другой — вумышленном упрощении кинематической схемы в целях выявления главной тенденции движения.

Следует упомянуть наблюдения, ведущиеся за миграцией

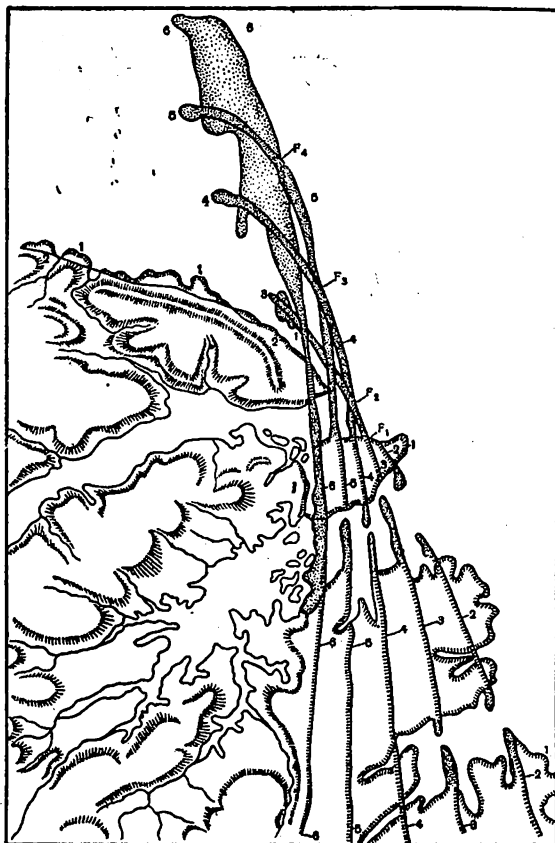


Рис. 39. Последовательные стадии развития косы (по Johnson'у, 1938) как пример поступательно-вращательной миграции формы рельефа

характерных точек форм рельефа: острия стрелок речных островов, вершин дельт, окончаний морских мысов.

б) Вращательная миграция. Согласно определению механики, вращательное движение заключается в повороте тела вокруг неподвижной точки; при этом точки тела описывают концентрические окружности. И. В. Попов (1955), исследовавший по аэрофотоснимкам запечатленные береговыми валами излучины меандрирующих рек, отмечает, что перемещение двух смежных излучин, образующих фигуру S-образных очертаний, осуществляется путем вращения вокруг довольно устойчивого центра, расположенного на участке перехода от одной излучины к другой. Описывалось вращение морских берегов и кос, подводных ложбин, а также вращение барханов (Орлов, 1938; Lüders, 1952; Niebuhr, 1952; Зенкович, 1960).

Мерой вращательного движения является угол поворота тела. К миграции речных форм рельефа эту меру предлагал при-

менить С. П. Максимов (1905) в виде повторных определений углов при пересечении гребневой линии переката с глубиной линией плёса и с бровкой берега. С. П. Максимов отмечал, что поскольку эти линии кривые, углы должны измеряться между касательными; отсчет углов он предлагал вести по часовой стрелке.

в) Поступательно-вращательная миграция. На рис. 39 представлена миграция береговых форм, состоящая из последовательных вращений вокруг смещающегося центра F_1, F_2, F_3 , и т. д. В теоретической механике доказывается, что любое плоскопараллельное движение твердого тела может быть представлено разложенным на две составляющие, одной из которых является вращение вокруг мгновенного центра, а другой — поступательное перемещение. К такому способу описания миграции русловых форм прибегает С. П. Максимов. Вообще же в настоящее время охотнее идут на схематизацию поступательно-вращательной миграции, сводя ее либо к поступательной, либо, реже, к вращательной миграции, в зависимости от того, какая из этих составляющих преобладает.

§ 12. Деформация форм рельефа

а) Деформация с сохранением подобия. На рис. 40 изображены последовательные стадии роста современного вулкана. Увеличиваясь в размерах, вулкан сохраняет в общем почти неизменную крутизну склонов. Его разновременные

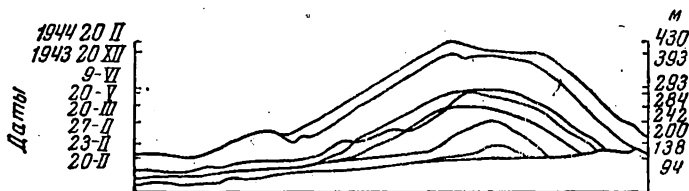


Рис. 40. Рост современного вулкана Парикутин в Мексике (по Обручеву, 1947) как пример равномерной деформации формы рельефа

очертания представляют подобные фигуры¹. Вулкан ведет себя как подобно изменяемое тело (Зейлигер, 1892), испытывающее лучистое, или, по Л. С. Эйгенсону (1952), равномерное расширение относительно неподвижного центра. Другим примером лучистого расширения может служить насыпание терриконов. Обратным по знаку видом лучистой деформации является лу-

¹ Расширение влево (рис. 40) обусловлено потоками лавы, образующими причлененную форму рельефа.

чистое сжатие, или сокращение. Подобно изменяемое тело может испытывать лучистое расширение (см. рис. 38, б) или сокращение (см. 38, в) относительно перемещающегося центра или оси; при этом движение может быть поступательным или же сопровождаться вращением. В частном случае, тело, оставаясь подобным самому себе, сохраняет свои размеры; при этом мы возвращаемся к поступательной или вращательной миграции без деформации.

Все размеры подобно изменяемого тела возрастают или убывают в одинаковом отношении. Поэтому лучистая деформация может быть полностью описана изменением какого-либо одного показателя, например объема или площади горизонтальной проекции. Величиной и скоростью приращения объема пользуются для описания деформации дельт, оврагов, барханов, островов, чаш водохранилищ. Для линейных форм рельефа; например речных русел, изменение объема может быть подменено изменением площади поперечного сечения.

Деформацию с сохранением подобия в плане описывают величиной и скоростью приращения площади горизонтальной проекции формы. Классическим примером является определение приращения площади дельты Невы (Иностранцев, 1899). Согласно существующим съемкам площадь всех островов дельты Невы составляла в 1718 г. $F_1 = 33\,645\,200 \text{ м}^2$, в 1828 г. $F_2 = 38\,494\,300 \text{ м}^2$, в 1864 г. $F_3 = 39\,898\,800 \text{ м}^2$. Приращение площади островов с 1718 по 1864 г. составляло $\Delta F = F_3 - F_1 = 39\,898\,800 - 33\,645\,200 = 6\,253\,600 \text{ м}^2$. Это приращение произошло за время $\Delta t = 1864 - 1718 = 146$ лет и скорость приращения площади дельты будет

$$v_g = \frac{\Delta F}{\Delta t} = \frac{6\,253\,600}{146} = 42\,832 \text{ м}^2/\text{год}.$$

Если произвести такой же подсчет за промежуток времени с 1828 по 1864 г., то скорость окажется равной $39\,106 \text{ м}^2$ в год, т. е. менее чем на 10% отличается от предыдущей цифры. Отсюда делается заключение, что скорость нарастания площади дельты Невы за все время ее существования была в первом приближении постоянной.

Лучистой деформации как процессу, который может происходить в двух противоположных направлениях (расширение и сжатие), следует приписать алгебраический знак. Расширение принято считать положительной деформацией, а сокращение — отрицательной. Обратившись к рис. 37, нетрудно убедиться, что при таком условии знаки деформации положительных форм будут одинаковыми со знаками перемещений точек поверхности земли. Для отрицательных форм знаки деформации и перемещения точек поверхности будут обратными. Однако если учесть знаки самих форм, на которые воздействует деформация, то

знаки величины деформации положительных форм останутся прежними (расширение+, сокращение—), а отрицательных форм—переменятся на обратные (расширение—, сокращение+) и будут совпадать со знаками перемещений точек земной поверхности.

б) Деформация с нарушением подобия отличается от лучистой деформации тем, что последовательные очертания формы рельефа не представляют собой подобных фигур. Метод исследования такого рода движения заключается в том, чтобы разложить его на лучистую деформацию (без миграции или с миграцией) и на деформации, нарушающие подобие. Наиболее часто встречаются следующие нарушения подобия.

1. Представление о величине формы рельефа, даваемое ее объемом, может быть уточнено указанием размеров в трех направлениях: ширины, длины и высоты (глубины). Изменением этих размеров уточняют характер деформации оврагов, морских и речных кос, островов, барханов. При исследовании деформации в плане нередко ограничиваются величиной и скоростью поперечного расширения (сокращения).

Строго говоря, изменение размеров, даже во всех трех направлениях, само по себе не является показателем нарушения подобия. Если все размеры изменяются в одинаковом отношении, то деформация будет лучистой. Безусловным показателем нарушения подобия служит изменение отношения размеров. Так, о-в Семеновский в море Лаптевых, получивший известность благодаря большой скорости разрушения, сокращался как в длину, так и в ширину. Но при этом отношение длины к ширине все время убывало с возрастающей скоростью, и остров становился все более и более округлым (табл. 5).

Таблица 5

Изменение размеров о-ва Семеновского в море Лаптевых*

Год	Длина, м	Скорость сокращения длины, м в год	Ширина, м	Скорость сокращения ширины, м в год	Отношение длины к ширине	Скорость убывания отношения длины к ширине
1823	15 000	112	930	4	16,2	0,06
1912	5 000	121	—	—	—	—
1936	2 100	129	480	23	9,2	—
1943	1 200	300	320	60	4,75	0,61
1944	—	—	260	110	—	0,68
1946	300	—	40	—	2,7	—

* Первые пять граф по Я.Я. Гаккелю (1958), две последние графы—вычисления автора.

2. Удлинением или укорочением особенно часто характеризуют развитие линейных форм: оврагов, морских кос, речных рукавов в дельтах.

3. В вертикальном сечении нарушение подобия выражается изменением степени выпуклости (или вогнутости). В первом приближении степень выпуклости (или вогнутости) формы рельефа может быть охарактеризована отношением ширины к глубине или к высоте. Так, отношение ширины эрозионной формы между бровками B к ее глубине H Е. А. Нефедьевой и Н. В. Хмелевой (1956) использовалось в качестве показателя морфологии и кинематики эрозионных форм. При $\frac{B}{H} < 1$ формы имеют щелевидный поперечный профиль. С возрастанием величины этого отношения профиль их становится более открытым, корытообразным. Равенство отношения $\frac{B}{H}$ для двух эрозионных форм свидетельствует о приблизительном подобии их поперечного сечения. Если величина отношения $\frac{B}{H}$ одной и той же формы, измеренная в последовательные сроки наблюдений остается постоянной, то можно говорить о стабилизации формы, или, точнее, о лучистой деформации.

Для карстовых воронок отношение глубины к ширине является основным классификационным признаком, согласно которому они укладываются в генетический ряд по стадиям развития. Таким образом, и здесь этот показатель характеризует неравномерную деформацию форм рельефа в процессе их роста.

4. Изменением степени асимметрии формы рельефа назовем деформацию, выражающуюся в перемещении гребневой или килевой линии относительно оси формы. Если это явление носит периодический характер, то в случае барханных цепей оно называется колебательным движением, или осцилляцией гребней (Дубянский, 1928; Петров, 1950), а в случае водораздельных возвышенностей — пульсацией водоразделов (Дибнер, 1950).

5. Изменение кривизны, которое может выражаться либо в искривлении, либо в распрямлении, представляет деформацию с нарушением подобия, присущую вытянутым формам и прослеживаемую по их гребневым, килевым или осевым линиям.

Итак, самого общего вида движение формы рельефа может быть разложено на составляющие: миграцию, поступательную или вращательную, и деформацию с сохранением или с нарушением подобия. Деформация с сохранением подобия проявляется в лучистом расширении или сокращении размеров формы: объема, площади в вертикальном сечении и в плане и др. Основные виды деформации с нарушением подобия следующие: удлинение или укорочение в плане, увеличение или уменьшение выпуклости (или вогнутости) в поперечном сечении, изменение степени асимметрии, искривление или распрямление.

§ 13. Перемещение точек формы рельефа

До сих пор мы рассматривали движение формы рельефа как целого. Однако оно может быть разложено на перемещения отдельных точек формы в вертикальной или горизонтальной плоскости.

Для исследования движения точек формы рельефа в вертикальном сечении пользуются теми же приемами, что и для вертикальных перемещений профиля земной поверхности (см. § 7). В качестве примера можно сослаться на анализ перемещений продольных и поперечных профилей речных русел. Своеобразным приемом является при этом введение подвижной системы координат, начало которой, например на рис. 41,

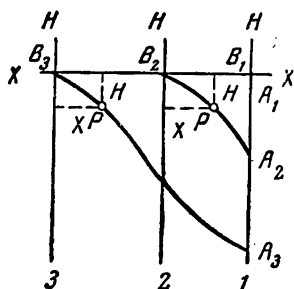


Рис. 41. Подвижная система координат для исследования отступания склона.

A_1, A_2, A_3 — последовательные положения врезающейся реки; B_1, B_2, B_3 — то же бровки склона и начала координат, P — точка склона с неизменными в подвижной системе координатами xH (по Gerber'у, 1935)

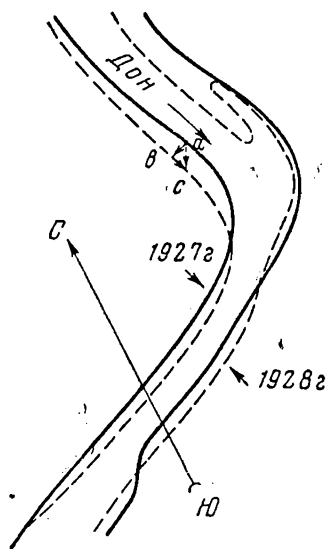


Рис. 42. Две последовательные съемки одного и того же участка Дона (по Полякову, 1940) с показанием нормального ab , поступательного ac и тангенциального bc перемещения точки a берега

всегда совпадает с бровкой осыпного склона, перемещаясь вместе с нею влево из точки B_1 в B_2 и т. д. Поскольку предполагается, что склон отступает параллельно самому себе, то координаты x, H произвольной точки P профиля в этой координатной системе сохраняются постоянными, что составляет ее преимущество.

Миграция точек формы рельефа в горизонтальной плоскости неоднократно описывалась для речных русел, морских береговых форм, гребневых линий золовых форм, гребней водораздельных возвышенностей. Под указываемой при этом авторами величи-

ной перемещения понимается, очевидно, расстояние между двумя последовательными положениями контура, гребневой или килевой линии формы рельефа. Но направление, по которому измеряется расстояние и которым определяются одноименные для последовательных моментов времени точки формы, может быть выбрано, как и в случае горизонтального перемещения земной поверхности, вообще говоря, произвольно. В большей части исследований оно особо не оговаривается, и о нем можно лишь догадываться. Чаще всего перемещение точек контуров форм рельефа измеряется, по-видимому, по нормали к их мгновенному положению (линии ab на рис. 42). Определенное указание на измерение перемещения по нормали находим, например, для речных русел у П. А. Козловского (1934), для барханных цепей — у В. Н. Кунина и М. П. Петрова (1934), для дюн — у Ранвелла (Ranwell, 1958), для подводных песчаных валов на побережьях — у М. В. Кленовой (1951). В тех случаях, когда перемещение формы рельефа обусловлено скатыванием частиц под действием силы тяжести, нормальное перемещение точек оказывается выражением физической сущности движения. Это отмечалось В. А. Дубянским (1928) и Б. П. Орловым (1938) для барханов: песчинки, будучи перенесены ветром через гребень бархана, попадают в ветровую тень и скатываются по наветренному склону в направлении, нормальном к гребню. В результате перемещение точек наветренного склона бархана фактически происходит не по направлению ветра, а по нормали к гребню¹.

Наряду с нормальным перемещением, можно представить себе другой способ перемещения точек формы, вытекающий из движения ее как целого. Действительно, при поступательной миграции все точки формы описывают равные и параллельные траектории. Траектории точек при вращательной миграции представляют собой концентрические окружности, а при равномерной деформации — лучи, расходящиеся из неподвижного центра.

Соотношение поступательного ac и нормального ab перемещений выясняется из рис. 42. Согласно правилу вычитания векторов, $ac - ab = cb$, т. е. поступательное перемещение ac больше нормального ab на величину cb , необходимую для того, чтобы перевести нормально переместившуюся точку формы в положение, какое она должна занять после перемещения формы рельефа как целого.

¹ Говоря о связи перемещения формы рельефа с перемещениями составляющих ее частиц, нельзя не упомянуть, что эти перемещения могут совершаться в прямо противоположных направлениях. Такое явление описывалось, например, Н. И. Маккавеевым (1948) под названием регрессивного перемещения островов. Низовая часть острова размывается, а верховая намывается, и остров «плывет» вверх по реке, тогда как образующий его материал переносится вниз по течению.

§ 14. Движение серийных форм рельефа

Наряду с привычным способом перемещения форм рельефа, заключающимся в изменении положения в пространстве с течением времени (см. рис. 38, 40, 42), существует другой способ движения — последовательное появление серийных форм. В серии таких форм как береговые валы, дюны, террасы, меандры, морские и речные косы, новая форма возникает рядом со старой, продолжая существовать на своем прежнем месте (см. рис. 39).

В предыдущем изложении не было необходимости делать различие между этими способами движения. Она не появлялась потому, что с кинематической точки зрения последовательное появление серийных форм можно представить как скачкообразное перемещение единичной формы. С другой стороны, хотя единичная форма движется и непрерывно, но как при измерении ее перемещений, так и при графическом изображении и даже при аналитическом исследовании (дифференциальный метод) из непрерывного движения выхватываются отдельные положения, и оно подменяется совокупностью последовательных мгновенных состояний покоя, т. е. тем же скачкообразным движением.

Покажем единообразие методов исследования единичных и серийных форм на примере предложенного Н. И. Кригером (1951) уравнения высот террасового ряда (серии террас). Оно имеет вид:

$$H = Be^{-qn} + p, \quad (100)$$

где H — высота террасы, n — ее порядковый номер, e — основание натуральных логарифмов, B , q , p — постоянные. Это уравнение движения серийных форм, в котором положение каждой отдельной формы является функцией ее порядкового номера n . Между тем положение движущейся единичной формы представляет функцию времени t . Но и для серии террас может быть известным время образования каждой из них. В таком случае мы имеем право подставить в уравнение (100) вместо n соответствующее значение t . Получим

$$H = Be^{-qt} + p, \quad (101)$$

т. е. уравнение вида $H = H(t)$, в одинаковой степени пригодное и для описания развития продольного профиля реки как единичной формы рельефа. Разница лишь в том, что для серии террас эта функция не непрерывна, а имеет смысл лишь при вполне определенных значениях t , отвечающих возрасту террас.

Вместе с тем при исследовании движения серийных форм возникают специфические задачи. К ним относится определение скорости последовательного появления новых форм, в серии. Ее выражают числом форм, например береговых валов, образовавшихся за определенный промежуток времени, или, наоборот, числом лет, через которое появляется одна новая форма. Здесь

же упомянем об одной полезной характеристике возникновения форм рельефа, хотя и не серийных, но образующихся в массовом количестве на данной площади. Мы говорим о скорости появления форм рельефа, т. е. о числе форм, например, карстовых, воронок, образующихся в течение года на единице площади

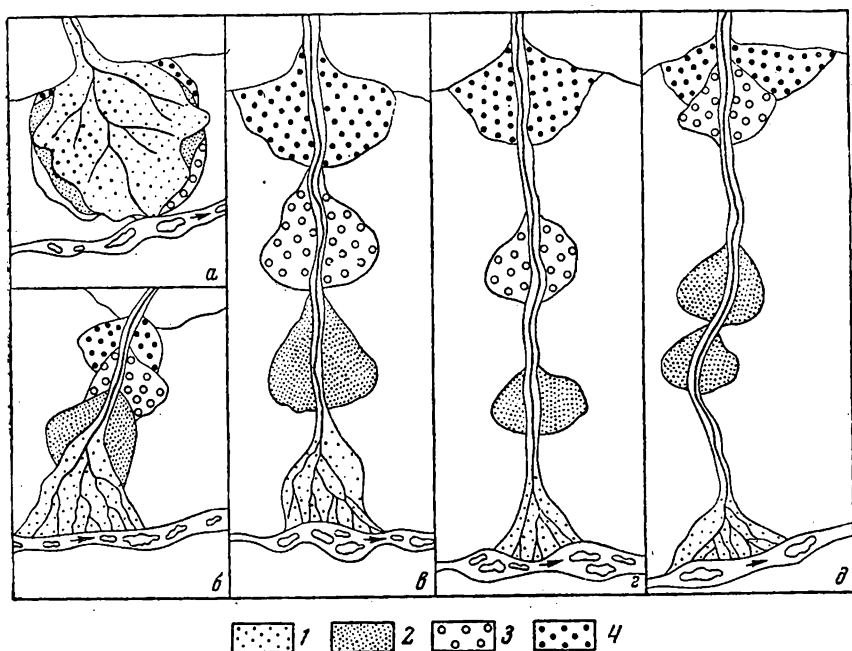


Рис. 43. Типы миграции серии разновозрастных дельт.

а — полное наложение; *б* — частичное наложение; *в* — прислонение; *г* — раздельное изолированное расположение; *д* — сочетание различных типов миграции; 1—4 — разновозрастные комплексы четвертичных отложений (по Костенко, 1955)

(Макеев, 1948; Максимович, 1961). Аналогичный смысл имеет предложенный И. А. Саваренским (Ильин и др., 1960) показатель вероятности поражения площади суффозионными воронками: $B = \frac{100s}{S\Delta t} \% \text{ год}$, где S — площадь рассматриваемого участка, s — суммарная площадь суффозионных воронок, образовавшихся на этом участке за Δt лет. В г. Дзержинске Горьковской области на площадях слабого развития карста $B = 0,00005\%$ в год, а на площадях сильного развития карста $B \approx 0,004\%$ в год.

В расположении последовательно появляющихся серийных форм следует различать несколько случаев, выявленных Н. П. Костенко (1955) для сухих дельт и изображенных на рис. 43.

Серия форм рельефа состоит из отдельных форм, каждая из которых растет и разрушается, она может мигрировать вместе с другими формами серии, как например дюны, наступающие на материк, или меандры, спускающиеся вниз по течению. Поэтому, например, для меандрирующего русла, с одной стороны, можно следить, за изменением параметров излучин, переходя от одной излучины к другой. С другой стороны, можно сосредоточить внимание на какой-либо одной излучине и наблюдать за ее перемещением вниз по течению, изменением со временем длины, кривизны и т. д.

§ 15. Способы графического изображения перемещений форм рельефа

Наиболее полное представление о перемещениях форм рельефа дают совмещенные или расположенные рядом серии разновременных снятых карт в изогипсах или изобатах. Не столь полным, но более наглядным является раздельное изображение

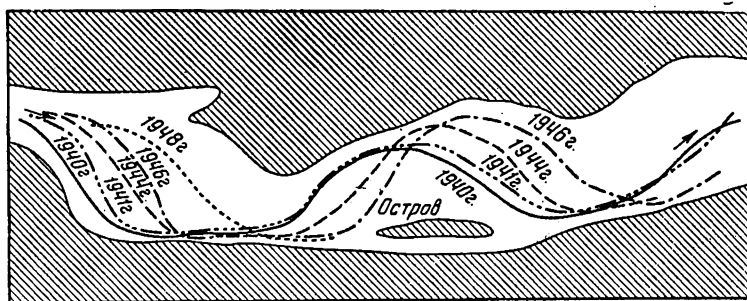


Рис. 44. Перемещение тальвега русла Оки (по Маккавееву, 1955)

перемещения формы в плане и в профиле. Изображение перемещений в плане достигается нанесением на серии карт или взаимоналожением на одной карте последовательных контуров оврагов, дельт, островов, морских кос, тектонических поднятий и прогибов. При изображении перемещений линейных форм можно ограничиться нанесением на карту последовательных положений гребней барханных цепей или подводных песчаных волн, тальвегов речных русел (рис. 44) или морских ложбин. Для серийных форм последовательные положения в плане фиксируются самой топографической или геологической (см. рис. 43) картой. Своеобразным приемом изображения перемещений форм рельефа в плане является карта векторных стрелок, указывающих направление движения, например, речных кос и осередков или барханных цепей (Федоров, 1940; Петров, 1950).

Графическое изображение миграции и деформации форм рельефа в вертикальном сечении достигается совмещением разновременных профилей (см. рис. 38, 40, 41). Для серийных форм таким изображением служит топографический профиль, проложенный через серию форм.

Дальнейшая обработка наблюдений приводит к построению графиков зависимости от времени тех или иных характеристик движения. В случае миграции строятся графики зависимости от времени величины перемещения (рис. 45) или угла вращения

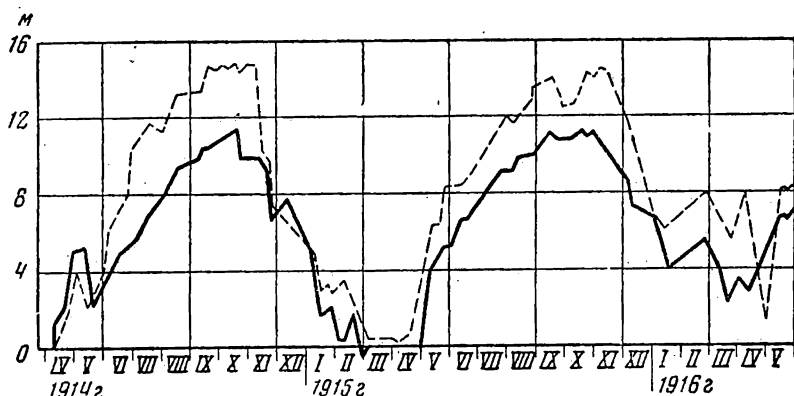


Рис. 45. Графики зависимости перемещения гребней двух барханных цепей от времени (по Дубянскому, 1928)

(Lüders, 1952; Niebuhr, 1952). В случае деформации строятся графики изменения со временем ширины, глубины, отношения ширины к глубине, площади поперечного сечения эрозионных врезов, графики нарастания объема дельты или изменения площади поперечного сечения морской банки (Самойлов, 1952; Нефедьева и Хмелева, 1956; Niebuhr, 1952).

Примерами графического изображения скорости перемещений форм рельефа могут служить карты с выделением районов, характеризующихся той или иной скоростью роста оврагов, графики зависимости этой скорости или скорости тектонических поднятий от времени, эпюры скоростей перемещения дюн (Чирвинский, 1934; Проничева, 1955; Rapwell, 1958).

ЕДИНИЦЫ ИЗМЕРЕНИЯ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

§ 16. Единицы измерения величины перемещений

Кинематика изучает изменение пространственных взаимоотношений во времени. Поэтому в единицы измерения характеристик движения входят в тех или иных сочетаниях, с одной

стороны, единицы измерения длины и угловые единицы, а с другой — единицы измерения времени.

Начнем с линейных перемещений земной поверхности, величины которых изменяются в весьма широких пределах: от миллиметров при медленных движениях или коротких промежутках времени до километров при быстрых движениях или длительных промежутках времени. В этих пределах единицы измерения величины перемещений выбираются в соответствии с основным правилом выбора единиц измерения, состоящим в том, чтобы они соответствовали точности наблюдений и чтобы их величины выражались небольшими целыми числами (Сена, 1951). Однако, как будет ясно из § 18, при прочих равных условиях измерения вертикальных перемещений желательно пользоваться миллиметрами, а горизонтальных — метрами. Что касается измерения приращений площади форм рельефа, то в зависимости от их размеров, пользуются квадратными метрами, гектарами, квадратными километрами, приращения объемов измеряются кубическими метрами и кубическими километрами. В качестве единиц измерения вращательных движений и градиентов перемещений служат градусные единицы и безразмерные единицы измерения уклона: главным образом миллиметр или метр на километр в тектонике и миллиметр на метр при сдвигениях под влиянием горных работ.

§ 17. Единицы измерения длительности перемещений

Диапазон длительности перемещений земной поверхности еще более широк, чем диапазон размеров перемещений. Если единицами измерения длительности современных перемещений служат секунда, минута, сутки, месяц, год, столетие, то масштабы геологического времени требуют единиц измерения, равных тысячелетиям, сотням тысяч и миллионам лет. Среди этого многообразия желательно все же остановиться на какой-либо основной единице.

В качестве такой единицы следует выбрать год, входящий, как будет показано (§ 186), в наиболее употребительные единицы измерения скорости.

Год может показаться слишком большой единицей для измерения длительности современных экзогенных процессов. Однако экзогенные процессы подчинены периодичности изменения климатических факторов, и год есть наименьшая единица времени, в течение которой все факторы, обуславливающие перемещения земной поверхности, действуют по крайней мере один раз (Пенк, 1961). Еще раз подчеркнем, что мы выбираем год как предпочтительную, но не универсальную единицу измерения времени. Для очень быстрых процессов (обвалы, вулканические процессы, штормовые и паводковые деформации и др.) неиз-

бежно придется пользоваться такими единицами, как сутки, час, даже минута и секунда

Для геологического прошлого год представляется, наоборот, слишком малой единицей. Но предлагавшиеся до сих пор большие единицы основаны, как отмечает Лэйн (1940), все же на понятии года и являются не более как сокращенным обозначением времени, выраженного в тех же годах.

§ 18. Единицы измерения скорости перемещений

Выбор единицы измерения скорости, по сравнению с единицами размера и длительности перемещения представляется наиболее сложным. Во-первых, скорость является составной единицей, а во-вторых, ее основное назначение — сравнение перемещений, происходящих за различные промежутки времени, что требует строгого ограничения числа единиц измерения скорости.

а) Существующие единицы измерения скорости перемещений земной поверхности. При изучении перемещений земной поверхности чаще всего приходится иметь дело с линейной скоростью, единица измерения которой представляет отношение единицы измерения длины к единице измерения времени. Для линейной скорости перемещений земной поверхности введено в употребление не менее 46 единиц измерения, составленных из 12 единиц измерения длины и 11 единиц измерения времени. Наименьшей из них является $мк/год = мм/тыс. лет = м/млн. лет$, наибольшей — $м/сек$.

Нетрудно, конечно, сообразить, что скорость, измеренная в $см/год$, численно будет в 10 раз меньше скорости, измеренной в $мм/год$. Но, желая сравнить скорости осадконакопления, выраженные у Эли де Бомона (Beaumont, 1869) в $мм/столетие$, у А. А. Городцова (1928) в $см/тыс. лет$ и у С. В. Бруевича (1949) в $м/100 тыс. лет$, читателю придется уже, пожалуй, обратиться к карандашу и бумаге, лишь для того, чтобы убедиться, что это одна и та же единица $мм/столетие = см/тыс. лет = м/100 тыс. лет$, написанная тремя различными способами.

При столь большом разнообразии употребляемых единиц скорости теряется основное назначение этого понятия — служить мерой сравнения перемещений различных масштабов. Вопрос об унификации единицы измерения скорости нами уже поднимался (Девдариани, 1950), причем мы сначала остановились на единице измерения $м/тыс. лет$ для медленных и $м/год$ для быстрых перемещений. Валентин (Valentin, 1954) предлагал единицу измерения $мм/год$ для вертикальных и $м/год$ для горизонтальных перемещений, Кайе (Cailleux, 1952) — $мм/тыс. лет$ или $мк/год$ — для вертикальных.

Можно указать отдельных авторов, строго придерживающихся в своих работах одной единицы: Н. А. Соколов — $м/год$

для горизонтальных перемещений, С. Бубнов и Ю. А. Мещеряков — *мм/год* для тектонических движений, В. Н. Сакс (1950) и Кюнен (Кюнен, 1950) — *см/тыс. лет* для морского осадконакопления, и т. д. Однако ни одна из этих единиц не подкреплялась соответствующим обоснованием.

б) Статистические данные об употреблении единиц измерения скорости. Представляется естественным обратиться к опыту, накопленному при построении существующих единиц измерения скорости перемещений

земной поверхности. В более чем 300 литературных источниках нами обнаружены 627 случаев применения 46 единиц скорости. В качестве одного случая мы принимали употребление автором единицы скорости для вертикального или для горизонтального перемещения земной поверхности либо формы рельефа, вызванного тем или иным генетически отличным процессом.

На рис. 46, а изображена диаграмма распределения частот для всех выявленных случаев. Диаграмма на своих концах стремится к нулевым значениям частоты. В средней части она имеет две вершины: одна расположена между порядками $n \times 10^0$ и $n \times 10^1$ мм/год, а вторая приходится на порядок $n \times 10^3$ мм/год. На проверку оказывается, что подавляющее большинство случаев, обуславливающих первую вершину, относится к вертикальным перемещениям, а вторую — к горизонтальным. Следовательно, необходимо построить самостоятельные диаграммы распределения для скоростей вертикальных и горизонтальных перемещений.

Диаграмма частот употребления единиц скорости вертикальных перемещений изображена на рис. 46, б. Мак-

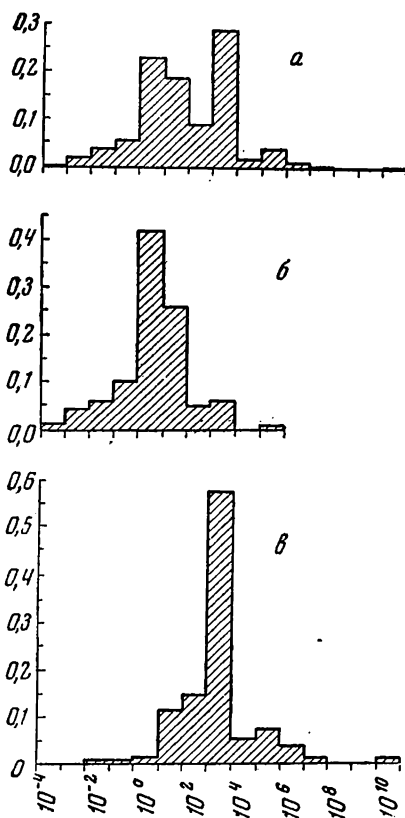


Рис. 46. Распределения частот пользования единицами измерения скорости перемещений земной поверхности.

а — для всех зарегистрированных случаев; б — для вертикальных перемещений; в — для горизонтальных перемещений. Ордината — частота, абсцисса — порядок величины единицы измерения скорости

симум ее отвечает порядку $n \times 10^0$ мм/год, будучи несколько смещенным в сторону порядка $n \times 10$ мм/год. Что касается самой единицы измерения, то чаще всего употребляется мм/год.

Для горизонтальных перемещений диаграмма распределения частот изображена на рис. 46, в. Диаграмма не симметрична, но максимум выражен резко, отвечая порядку $n \times 10^3$ мм/год, или $n \times 10^0$ м/год. Наиболее часто встречается именно последняя единица измерения.

Итак, для измерения скорости вертикальных перемещений земной поверхности чаще всего употребляются единицы измерения, имеющие порядок $n \times 10^0$ мм/год, а для горизонтальных перемещений — порядок $n \times 10^3$ мм/год, или $n \times 10^0$ м/год.

в) Диаграммы распределения единиц измерения скорости как диаграммы распределения самих скоростей. Одно из условий рационального выбора любой единицы измерения заключается, как уже говорилось, в том, чтобы она была одного порядка с размерами самих измеряемых величин (Сена, 1951). Встречающиеся в литературе цифровые значения скоростей перемещений земной поверхности представлены преимущественно небольшими целыми числами, реже десятками или десятыми долями. Следовательно, выбор единиц, в которых они выражены, производился, как правило, с соблюдением указанного условия. При этом единица измерения времени задавалась по тем или иным соображениям, а единица измерения длины подбиралась так, чтобы достигнуть указанной цели при заданной единице времени. Единица времени в одних случаях — при современных измерениях — определялась длительностью (часы, сутки, месяцы, годы) или цикличностью (годовой цикл) наблюдений; в других — она назначалась в соответствии с единицами шкалы геологического времени (тысячелетие — для четвертичного периода, миллион лет — для более древних эпох). При измерении скорости осадконакопления путем подсчета годичных слоев год как единица времени подсказывался самим приемом измерения, и т. д.

Как бы ни составлялись существующие единицы измерения скоростей, для нас сейчас важно, что в каждом данном случае выражаемые ими скорости обычно представлены небольшими целыми числами или, в крайнем случае, десятками или десятыми долями. Следовательно, каждый случай употребления единицы скорости может рассматриваться одновременно как случай самой наблюдаемой скорости того же порядка, что и численная величина данной единицы измерения. Для единичных случаев это положение справедливо, конечно, не всегда, но в статистических выводах оно безусловно оправдывается. Исключение составляет единица измерения $мк/год$: числа выражаемых в этой единице скоростей обычно имеют порядок сотен; поэтому она была при подсчете частот исключена.

Из сказанного следует, что диаграммы распределения единиц измерения скорости, изображенные на рис. 46, могут рассматриваться вместе с тем как диаграммы распределения самих наблюдаемых скоростей. Надо иметь в виду, что единицы измерения, по которым построены диаграммы, относятся не к мгновенным скоростям, а к скоростям, осредненным за те или иные промежутки времени на различных по размерам площадях. Этим уже заранее произведенным осреднением обусловлено сосредоточение случаев в области преобладающих значений и соответственно столь резкая выраженность максимумов. Истинные диаграммы распределения, построенные для мгновенных скоростей частиц или точек, имели бы гораздо более распластанную форму.

Как бы то ни было, но если диаграммы распределения единиц измерения скорости являются вместе с тем диаграммами распределения самих скоростей перемещений, то отсюда следует, что наиболее употребительные единицы измерения скорости — $мм/год$ для вертикальных и $м/год$ для горизонтальных перемещений — выражают порядок абсолютной величины наиболее часто наблюдаемых скоростей перемещений. Отношение преобладающих скоростей вертикальных v_n и горизонтальных u_n перемещений имеет порядок

$$\frac{v_n}{u_n} = \frac{n \times 10^0}{n \times 10^3} = n \times 10^{-3}. \quad (102)$$

Следовательно, горизонтальные перемещения происходят в 1000 раз быстрее вертикальных. Цейнер (Zeipner, 1946) соотношение скоростей горизонтальных и вертикальных перемещений оценивал цифрой 10—100.

В подавляющем большинстве случаев, привлеченных для построения диаграмм распределения, определялась скорость перемещения геометрической поверхности земли. В этом случае имеет место соотношение (93).

Это соотношение, выведенное для упрощенной схемы, в наибольшей мере должно оправдываться в качестве статистической зависимости. Действительно, статистическим осреднением будут сглажены отклонения от принятой при выводе формулы (93) плоской формы поверхности и поступательного характера перемещения. Таким образом, мы имеем право подставить в (93) преобладающие значения скоростей вертикальных v и горизонтальных u_n перемещений и преобладающего уклона земной поверхности i , после чего получим

$$\frac{v_n}{u_n} = i_n. \quad (103)$$

Подсчетов величины преобладающего уклона земной поверхности отыскать в литературе нам не удалось. Но если бы он имел порядок $n \times 10^{-3}$, что кажется правдоподобным, то (103) приняло бы вид

$$\frac{v_n}{u_n} = i_n = n \times 10^{-3}, \quad (104)$$

точно воспроизводя выражение (102). Если бы это было так, то оказалось бы, что преобладающие скорости вертикальных и горизонтальных перемещений представляют соответственно скорости вертикального и горизонтального перемещения участка поверхности с наиболее часто встречающейся величиной уклона.

На рис. 47 построены диаграммы распределения частотей вертикальных тектонических движений и вертикальных перемещений земной поверхности вследствие сноса и осадконакопления. Если, в соответствии со сказанным выше, рассматривать эти диаграммы как диаграммы распределения самих скоростей, то окажется, что скорости экзогенных и эндогенных вертикальных перемещений в статистическом разрезе имеют один и тот же порядок, выражающийся в *мм/год*. Этот вывод согласуется с законом компенсации (опять-таки в статистическом разрезе) тектонического прогибания осадконакоплением и подкрепляет право пользования для измерения прогибания так называемым методом мощностей.

г) Рекомендуемые единицы измерения скорости. Результаты статистической обработки случаев применения единиц измерения скорости перемещений земной поверхности свидетельствуют, что наиболее распространены две единицы: *мм/год* для вертикальных и *м/год* для горизонтальных перемещений. Эти единицы оказались наиболее удобными потому, что они выражают порядок величины наиболее часто наблюдаемых скоростей. Но, как уже говорилось, единица измерения как раз и должна, по мере возможности, удовлетворять этому условию. В единицах измерения *мм/год* для вертикальных и *м/год* для

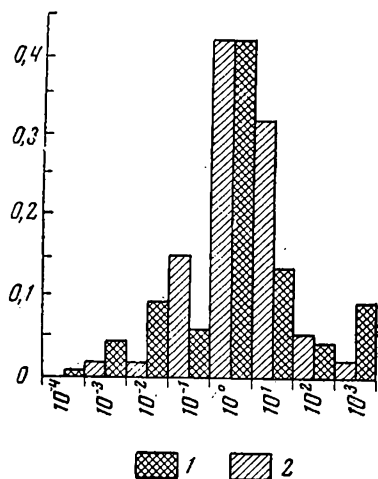


Рис. 47. Распределение частотей пользования единицами измерения скорости вертикальных тектонических движений 1 и для вертикальных перемещений земной поверхности за счет сноса и осадконакопления 2

горизонтальных перемещений наиболее часто наблюдаемые скорости будут выражаться численными единицами, а все остальные скорости — числами, обладающими, с одной стороны, наименьшим количеством знаков (наиболее кратким написанием), а с другой — непосредственно указывающими степень отклонения наблюдаемой скорости от преобладающего значения. Эти обстоятельства представляются нам достаточно веским основанием для того, чтобы окончательно предложить остановиться на двух указанных основных единицах измерения скорости. Установление этих основных единиц не исключает использования для очень больших и очень малых скоростей других единиц, находящихся в десятичном отношении с основными, а именно: *мк/год*, *см/год*, *дм/год*, *км/год*.

Для скорости площадного роста эрозионных форм рельефа Д. Л. Арманд (1956) рекомендует единицу измерения *м²/год*, а для объемного роста — *м³/год*. Наряду с этими единицами для более крупных форм, например, дельт, часто обращаются к большим единицам: *км²/год* и *км³/год*.

В некоторых случаях, главным образом при измерении почвенной эрозии, пользуются весовыми единицами измерения интенсивности процессов: *кг/год*, *т/год*. Применение их связано с использованием балансовых методов измерения (§ 22в) и со специфической задачей почвоведения — определением потери массы почвы. Перемещения земной поверхности эти показатели характеризовать не могут и должны быть переведены в линейные или объемные единицы. Вопросы перехода от весовых к линейным единицам мы коснемся в § 22 в.

Глава II

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ МЕТОДИКИ ИЗМЕРЕНИЯ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

§ 19. Существующие сводки и классификации методов измерения перемещений земной поверхности

Систематизация методов измерения перемещений производится в настоящее время для каждого генетического вида процессов самостоятельно. Для экзогенных процессов можно указать ряд более или менее полных сводок или перечней методов измерения эрозии почв (Корнев, 1937; Соболев, 1948; Kohnke a. Dreibelbis, 1939; Luna, 1956), морского осадконакопления (Бруевич, 1949; Sverdrup a. otr, 1949; Kuenen, 1950; Guilcher, 1954); оползневых движений (Емельянова, 1956; Тер-Степанян, 1956), эоловых процессов (Федорович, 1950; Бочаров, 1960), флювиальных процессов (Руководство, 1954; Маккавеев, 1955), карстообразования (Максимович, 1956; Родионов, 1958), осадок под нагрузкой от сооружений (Брайт и Медвецкий, 1959). Методы измерения различных процессов, имеющих инженерно-геологическое значение, сведены в работах З. А. Макеева (1950) и И. В. Попова (1959).

Несравненно больше сделано в области систематизации методов изучения и в том числе измерения тектонических движений. Здесь уже давно сложилась основа классификации по областям знания, методы которых привлекаются для измерения перемещений. По этому признаку различаются геологические, геоморфологические, геодезические, океанографические, исторические и другие методы изучения тектонических движений. Первая сводка методов изучения и измерения новейших тектонических движений принадлежит Н. И. Николаеву (1949). В основу своей классификации Н. И. Николаев¹ положил разделение методов на количественные, или инструментальные, и качественные, или историко-геолого-геоморфологические. Инструментальные методы делятся далее по признаку техники производст-

¹ Уже после написания этой книги Н. И. Николаев (1962) дал новую, упрощенную классификацию методов изучения тектонических движений, подразделив их на геологические, геоморфологические, геофизические и на прочие методы.

ва наблюдений на сейсмологические, астрономические, геодезические и гидрологические. Историко-геолого-геоморфологические методы подразделяются по характеру остаточных признаков перемещений на орографические, геоморфологические, геологические, историко-археологические и биогеографические.

Рецензируя работу Н. И. Николаева, И. П. Герасимов (1950) предложил современными тектоническими движениями называть те, которые изучаются при помощи сейсмологических, астрономических, геодезических, гидрологических наблюдений, фиксирующих движения настоящего времени. Новейшей же тектоникой, по И. П. Герасимову, следует назвать тектонические проявления, для изучения которых применяются геолого-геоморфологические методы, т. е. анализ истории рельефа и связанных с ним отложений. Давая этому предложению И. П. Герасимова обратную силу, В. Е. Хаин (1954) различает в своей классификации методы изучения: 1) современных тектонических движений, 2) новейших тектонических движений, 3) тектонических движений геологического прошлого. Введя возрастной признак, В. Е. Хаин имел в виду преобладающее значение тех или иных методов для изучения движений различной давности. Но вообще методы изучения движений геологического прошлого применяются и для новейших движений, а методы изучения новейших движений — и для современных движений.

§ 20. Методы текущих и последующих измерений

Обычно при измерении перемещений положение движущихся объектов поддается определению в текущий момент. Тогда задача измерения сводится к выбору систем отсчета движения и времени и к разработке наиболее целесообразных тектонических приемов измерения. Этот случай может иметь место также при измерении перемещений земной поверхности, охватывая в отношении тектонических движений методы, названные Н. И. Николаевым (1949) количественными, или инструментальными, а В. Е. Хаином (1954) — методами измерения современных движений. Мы определим эти методы как такие, у которых моменты измерения совпадают с моментами перемещения или предшествуют началу движения, и будем называть их методами текущих измерений.

Вместе с тем, при изучении перемещений земной поверхности приходится сталкиваться со случаем, совершенно своеобразным с точки зрения обычной методики измерений. Мы имеем в виду измерение перемещений, начавшихся или даже уже завершившихся до момента измерения. Эти прошлые перемещения восстанавливаются с помощью остаточных признаков: геологических, геоморфологических, биогеографических и др. При этом момент измерения следует за моментом перемещения, и

мы можем говорить о методах последующих измерений. В отношении тектонических движений они в общем совпадают с историко-геолого-геоморфологическими методами Н. И. Николаева и объединяют методы изучения новейших движений и движений геологического прошлого, по В. Е. Хаину.

Подразделение по признаку соотношения времени перемещения и времени его измерения имеет большое практическое значение. Методы текущих измерений выбираются самим исследователем в зависимости от характера процесса, обстановки и целей измерения. Методы последующих измерений выбирать не приходится, пользование ими предопределяется находками остаточных признаков, вопрос стоит об оценке достоверности результатов, получаемых с помощью данного метода.

§ 21. Технические приемы измерения современных перемещений и остаточные признаки прошлых перемещений

Методы текущих измерений могут быть подразделены по техническим приемам производства наблюдений, а методы последующих измерений — по остаточным признакам, используемым для восстановления прошлых перемещений. Построенная по этим признакам классификация методов измерения перемещений приведена в конце книги. Эта классификация распространяет принцип современных классификаций методов изучения и измерения тектонических движений на все виды перемещений земной поверхности.

Следует пояснить, почему опросный и исторический методы мы отнесли, вопреки традиции, к методам текущих, а не последующих измерений. Дело в том, что лицо, производившее измерения, сведения о которых получены устным путем или в виде письменных документов, непременно должно было пользоваться каким-либо из методов текущих измерений, хотя бы в самом простейшем виде (вплоть до глазомерных определений).

Второе пояснение касается группы комплексных геолого-географических методов. Выделяя эту группу, мы имели в виду, что прежнее положение охватываемых ею объектов может быть установлено с помощью различных признаков: геоморфологических, геологических, биогеографических и др. Чем больше использовано признаков, тем достовернее результаты. И в классификации надо было подчеркнуть необходимость именно комплексного подхода. Приведенная классификация имеет значение с точки зрения методики и техники производства измерений. Однако она не дает достаточных оснований для выбора и оценки метода измерения с точки зрения особенностей процесса и поставленных задач. С этой целью она должна быть дополнена другими признаками (Девдариани, 1956, 1959а, 1960б, 1961).

§ 22. Вещественная природа движущихся объектов наблюдения

Во введении было показано, что земную поверхность можно рассматривать и как вещественную поверхность литосферы, и как геометрическую поверхность раздела между литосферой и гидросферой и атмосферой. Далее, в § 1 мы убедились, что если при перемещении земной поверхности ее вещественный состав остается неизменным, то объектом наблюдения могут быть частицы земной поверхности, движение которых описывается с помощью субстанциального метода механики сплошных сред. Если же вещественный состав поверхности изменяется, то тогда приходится ограничиваться наблюдением за перемещениями геометрических элементов земной поверхности и обращаться к локальному методу описания. Так, в § 1 это различие касалось методов описания перемещений. Но его можно распространить на методы измерения и соответственно различать методы измерения перемещений вещественных элементов земной поверхности, или субстанциальные, и методы измерения перемещений геометрических элементов земной поверхности, или локальные. Исходя из вещественной природы движущихся объектов наблюдения и предопределяя методику интерпретации результатов измерений, это подразделение имеет весьма существенное значение.

а) Субстанциальные методы измерения, или методы измерения перемещений вещественных элементов земной поверхности, заключаются в определении последовательных положений частиц, индивидуальность которых в процессе перемещения фиксируется естественной (приметные неровности рельефа, валуны, деревья) или искусственной (наблюдательные реперы) маркировкой. Чтобы избежать повреждения марок и исключить гидротермические движения (если сами они не являются предметом наблюдений), необходимо заглубление реперов. Последние оформляются в виде заложенного на заданной глубине якоря и выведенного на поверхность стержня с насечкой. Измеряется движение насечки и предполагается, что оно эквивалентно движению некоторой материальной точки, расположенной на глубине заложения якоря. Но размеры якоря конечные. Он связан с массивом не в точке, а по некоторой поверхности, вследствие чего может испытывать перекосы. Еще хуже обстоит дело со стержнем. Полная изоляция стержня неосуществима. В результате колебаний влажности и температуры, замерзания и оттаивания поверхностного слоя не исключены выпучивания и перекосы реперов. На оползнях и осыпях перекашивание реперов может возникать вследствие неодинаковости по глубине скорости горизонтальных перемещений. Таким образом, в действительности движение головки репера определяется движением совокупности частиц, соприкасающихся с подземной частью репера. Представление о том, что репером

маркируется элементарная частица земной коры, является абстракцией, вводимой в целях облегчения обработки наблюдений.

Заглубляя репер, мы обычно сохраняем право идентифицировать его движение с движением расположенной над ним частицы поверхности. Это будет, однако, лишь составляющая движения частицы поверхность, обусловленная перемещением массива породы на глубине заложения якоря репера. Другие составляющие, возникающие выше этой глубины, оказываются исключенными из результатов измерений.

Субстанциальные методы измерения применимы только в случае смещений земной поверхности, когда взаимное расположение слагающих ее частиц изменяется в незначительных пределах. Они служат для измерения тектонических движений, оползневых смещений, сдвижений под влиянием горных разработок, движения ледников, осыпей, каменных потоков, пучения, просадки, осадки в основании сооружений и т. п. В пределах области их применения эти методы дают наиболее полное представление о движении, поскольку результаты измерения могут быть обработаны посредством более совершенных субстанциальных методов описания движения. Более того, поскольку вещественная поверхность земли совпадает с ее геометрической поверхностью, к результатам измерения перемещений вещественных элементов земной поверхности можно применить локальные методы описания движения (см. рис. 1). С другой стороны, применение субстанциальных методов измерения осложняется необходимостью маркировки каждой наблюдаемой частицы.

б) Локальные методы измерения, или методы измерения перемещений геометрических элементов земной поверхности, не требуют маркировки движущихся частиц. Они заключаются в установлении последовательных положений земной поверхности как таковой в геометрическом смысле в виде, например, серии разновременных гипсометрических или батиметрических карт. Применение локальных методов, в отличие от субстанциальных, не ограничено условием незначительности изменений взаимного расположения частиц, образующих земную поверхность. Они могут быть использованы в случае как замещения (эрозия, абразия, развевание, осадконакопление), так и смещения (тектонические, оползневые движения, просадки и др.) земной поверхности.

Но, с другой стороны, для обработки результатов измерения перемещений земной поверхности локальными методами могут быть использованы только локальные методы описания движения. Поэтому локальные методы измерения наиболее целесообразно применять в случаях замещения земной поверхности, когда субстанциальные методы не применимы.

Среди локальных методов следует выделить методы, основанные на наблюдении за перемещениями водной поверхности,

повторяющими перемещения земной поверхности. К ним обращаются при наличии либо готового материала гидрометрических наблюдений за уровнями рек, либо такого четко выраженного объекта наблюдения, как береговая линия.

в) Балансовые методы измерения основаны на наблюдении за движением потоков частиц и заключаются в составлении баланса материала, переносимого потоком. Они служат главным образом для изучения процессов сноса и осадконакопления. При современных измерениях используются готовые данные гидрометрических наблюдений, а при последующих измерениях — коррелятные отложения. Движущимся объектом наблюдения являются минеральные частицы, переносящиеся в виде потока. Именно для этого потока частиц составляется уравнение баланса. Мысленно распределяя частицы слоем равной толщины по площади, с которой они были снесены или на которую они осядут, получают среднюю величину перемещения земной поверхности на этой площади. Следовательно, балансовые методы представляют собой методы измерения перемещений геоморфической поверхности земли, основанные на наблюдении за движением частиц горных пород в потоках. Балансовые методы включают, таким образом, элементы, как локальных, так и субстанциональных методов измерения. Что касается системы отсчета в балансовых методах, то ею служит положение земной поверхности в начальный момент измерения.

Балансовые методы оперируют с величиной минерального стока, которая определяется взвешиванием и обычно выражается в весовых единицах. Относя эту величину к единице площади и к единице времени, получают так называемый модуль стока — нанос, который выражают в $t/га год$, $t/m^2 год$, $г/m^2 год$. Этот способ выражения широко распространен у почвоведов при измерении почвенной эрозии и у гидрологов для характеристики интенсивности эрозии в речных бассейнах; реже им пользуются геологи при измерении осадконакопления. Однако все другие, не балансовые методы измерения сноса и осадконакопления приводят к линейным единицам в виде толщины снесенного или отложившегося слоя. Для сравнимости результатов измерений, особенно в геоморфологических целях, требуется производить пересчет весовых единиц, которыми измеряется минеральный сток, в линейные, которыми измеряется мощность слоя и величина перемещений земной поверхности. Пересчет осуществляется делением на объемный вес. Это должен быть объемный вес породы в ненарушенном залегании, до того как она была унесена, если рассчитывается величина сноса, или объемный вес породы, после того как она отложится, если рассчитывается величина осадконакопления. Приходится становиться на путь введения некоторого условного объемного веса, который, согласно Б. В. Полякову (1983), следует рассматривать даже не как объемный вес, а как переход-

ный коэффициент. Б. В. Поляков отмечает, что объемный вес пород в коренном залегании, вводимый в расчет величины сноса, колеблется в не таких уже больших пределах: 1,8 до 2,6 г/см³. Гораздо больше неопределенности в установлении объемного веса отложившегося материала. Так, для мелкофракционных наносов, отлагающихся в водохранилищах, объемный вес изменяется от 0,03 до 1,5 г/см³ с преобладанием значений от 0,1 до 0,3 г/см³. Слово «изменяется» следует понимать также в смысле изменения во времени, поскольку илистый осадок подвергается уплотнению. С. Б. Бруевич (1949) рекомендует для морского осадконакопления производить пересчет на объем «условного ила» с влажностью 50%, которому отвечает объемный вес около 1,43 г/см³.

§ 23. Системы отсчета движения

а) Общие понятия. Установить и измерить движение какого-либо объекта можно только относительно других объектов, которые называются в механике системой отсчета движения. Системы отсчета земной механики так или иначе связываются с земным шаром. В небесной механике связанная с Землей птоломеева система отсчета оказалась неудобной. Коперник заменил ее системой отсчета, связанной с Солнцем. Для движения Солнца и других звезд системой отсчета служат так называемые неподвижные звезды.

Вопрос о выборе системы отсчета движения земной поверхности возник уже в самом начале изучения естественной истории Земли. Занесены ли морские раковины, находимые в горах, водами «всемирного потопа» или же поднялось само морское дно? Понижается ли уровень Балтийского моря или поднимаются зарубки на береговых скалах Фенноскандии? Образовались ли средиземноморские террасы при опускании уровня моря или при поднятии суши? Являются ли речные террасы свидетелями роста гор или врезания рек, переполнявшихся талыми водами четвертичных ледников? Перемещаются ли полюса или распливаются материки? Эти вопросы один за другим вставали как основные вехи в изучении движений земной коры.

С другой стороны, при решении практических задач инженерной геологии, гидротехники, сельскохозяйственной мелиорации из суммарного перемещения, являющегося результатом совместного действия различных экзо- и эндогенных процессов, необходимо выделять составляющие, обусловленные отдельными процессами. Выработанные с этой целью приемы сводятся опять-таки к применению различных систем отсчета движения.

Выясним значение выбора системы отсчета на следующем примере. В данной и неизменной геолого-географической обстановке река формирует устойчивые продольный и поперечный

профили русла, и ее уровень должен зависеть только от изменений расхода воды. Графически эта зависимость изображается кривой связи расходов и уровней. Совмещенные на одном графике кривые разных лет должны совпадать. Если же они не совпадают и, как например на рис. 48, а, систематически смещаются вниз, то гидрологи объясняют такое явление врезанием русла (Поляков, 1946); при этом предполагается, что нуль

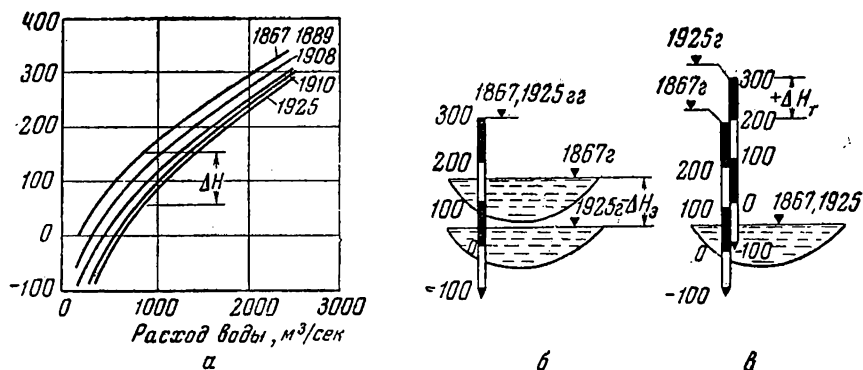


Рис. 48. Смещение кривых связи расходов и уровней а (по Полякову, 1946), трактуемое как б — эрозийное врезание $\Delta H_{\text{э}}$ или как в — тектоническое поднятие $\Delta H_{\text{т}}$

водомерного поста, относительно которого измеряются уровни воды в реке, остается неподвижным (рис. 48, б). Неподвижной остается и земная кора, с которой связан опорный репер поста. Тектонистами та же самая величина смещения вниз кривых связи расходов и уровней трактуется как мера тектонического поднятия (Хаин, 1954). При этом делается обратное допущение, что земная кора, с которой связан водомерный пост, испытывает тектоническое поднятие, а уровень реки, достигшей профиля равновесия, остается неизменным, ввиду того, что поднятие компенсируется врезанием (рис. 48, в).

Различие трактовки смещения кривых связи расходов и уровней гидрологами и тектонистами объясняется тем, что ими по-разному выбираются системы отсчета, относительно которых измеряется движение. Для гидрологов неподвижным объектом служит земная кора, по отношению к которой смещается уровень реки, повторяющий перемещения ее дна. Для тектонистов неподвижным является, наоборот, уровень реки, относительно которого устанавливается тектоническое поднятие (или опускание) земной коры.

Абсолютно неподвижных систем отсчета не существует. Тот или иной объект можно принять неподвижным лишь условно. По-

этому гидрологи и тектонисты одинаково правы, когда одни принимают в качестве системы отсчета то, что является движущимся объектом для других. При этом видимое противоречие нетрудно устранить, введя подвижную систему отсчета, связанную с земной корой. В этой системе отсчета гидрологи измеряют эрозионное врезание, являющееся относительным перемещением. Но вместе с тем сама подвижная система отсчета испытывает переносное тектоническое движение в неподвижной системе отсчета, связанной с профилем равновесия реки. Поскольку предполагается, что река, врезаясь, остается на уровне профиля равновесия, оба перемещения оказываются равными, но противоположными по знаку.

Если земная кора и связанные с ней объекты являются обычной для механики системой отсчета движения тел на Земле, то профиль равновесия реки представляет систему отсчета, имеющую значение только для перемещений земной коры и земной поверхности. С этой целью пользуются и другими своеобразными системами отсчета: уровнями морей и озер, зеркалом подземных вод, ландшафтными поясами и фациальными зонами, полем тяготения и магнитным полем Земли. Своеобразие систем отсчета движения в геологии и геоморфологии обусловлено, во-первых, особенностями объекта изучения, а во-вторых, тем, что возможность измерения перемещений, происходящих в геологическом прошлом, обеспечивается только такими системами отсчета, которые обладают способностью запечатлеваться в геологических свидетельствах.

Некоторые обобщения, касающиеся систем отсчета, связанных с физико-географическими и геоморфологическими уровнями, были сделаны в работах К. К. Маркова (1948), Фурмарье (Fourmarier, 1950), Н. В. Башениной и С. С. Воскресенского (1955). Систематический сравнительный анализ систем отсчета движения, применяемых в геологии и геоморфологии, был проведен нами (Девдариани, 1960б). Без знания особенностей каждой из этих систем невозможно произвести обоснованный выбор метода измерения движения и оценить достоверность результатов измерений.

б) Системы отсчета, связанные с земной корой представляют собой, например, реперы, изображенные на рис. 49 и предназначенные для наблюдений за движением подмываемого рекой оползня (Петрова-Ясюнас, 1954). Если в качестве системы отсчета принять репер I (рис. 49а), то повторные определения положения относительно этого репера точки m позволяют узнать величину горизонтального перемещения берега в результате подмыва $S_m^I = c'$ — c' независимо от смещения оползневого массива, с которым связан репер I . Величина оползневого смещения S_n (в свою очередь, независимо от величины подмыва) может быть установлена, если в качестве опорного принять репер II , расположенный на бечевнике,

а репер *I* превратить из опорного в наблюдательный (рис. 49, б). Чтобы определить величины как каждого из этих двух перемещений раздельно, так и их сумму, оба вида измерений производятся одновременно. В таком случае система отсчета, связанная с репером *I*, оказывается относительной — движущейся в абсолютной

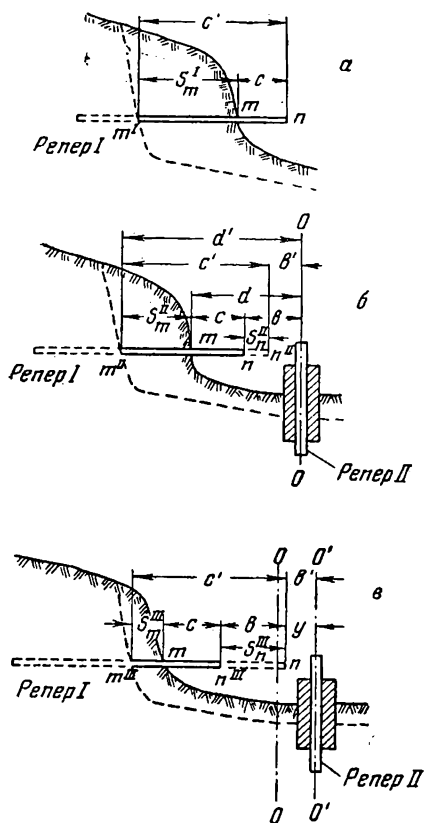


Рис. 49. Разложение экзогенных перемещений на составляющие в системах отсчета, связанных с земной корой

системе отсчета, связанной с репером *II*. Перемещение, испытываемое относительной системой отсчета в абсолютной, называется переносным. Оно равно $S_{II_n}^{II} = b' - b$. Перемещение $S_{m_n}^{I} = c' - c$ точки *m* в относительной системе отсчета называется относительным. В абсолютной системе отсчета, связанной с репером *II*, точка *m* испытывает абсолютное перемещение $S_{m_n}^{II} = d' - d$, равное сумме относительного и переносного перемещения: $S_{m_n}^{II} = S_{m_n}^{I} + S_{II_n}^{II} = (c' - c) + (b' - b) = (c' + b') - (c + b) = d' - d$.

В общем случае оползень может захватывать и бечевник. Тогда, чтобы определить полную величину оползневого смещения, необходимо ввести еще одну систему отсчета, привязав ее к реперу, заложенному за пределами оползневого массива. По отношению к этой системе система, связанная с репером *II*, становится относительной, испытывая переносное перемещение *y*, показанное на рис. 49, в. Но и эта новая абсолютная система отсчета не остается неподвижной. Она, безусловно, подвержена тектоническим перемещениям. Однако тектонические движения влияют также на положение реперов *I* и *II*. А поскольку все три репера расположены в непосредственной близости друг от друга, то величина их тектонических перемещений практически одинакова и из результатов измерений исключается.

В тех случаях, когда перемещение охватывает слой породы сравнительно небольшой мощности, представляется целесообразным одну из точек, либо опорную, либо наблюдательную, заглубить относительно другой, как например при измерении относительно системы отсчета, связанной с репером *I* на рис. 49а. С такого рода системами отсчета нам придется неоднократно сталкиваться в дальнейшем, и мы будем называть их местными. Методам измерения сноса и осадконакопления в местных системах отсчета нами была посвящена специальная статья (Девдариани, 1956).

Итак, связывая опорные реперы с теми или иными участками земной коры, можно выделять составляющие перемещения в результате различных процессов: подмыва берега, наступания оползня на бечевник, оползневое смещения бечевника и т. д. Для этого достаточно вынести опорный репер за пределы области, охваченной перемещением, которое предполагается измерить. Результаты измерений не изменятся, если опорный репер и наблюдательная точка испытывают одинаковое переносное движение, в частности тектоническое.

Таким образом, системы отсчета, связанные с земной корой, приспособлены для измерения перемещений, охватывающих ограниченные области земной коры. Этим свойством обладают экзогенные перемещения, область распространения которых ограничена, во всяком случае в глубину. Что касается тектонических движений, то они проявляются повсеместно. Обработывая в целях изучения тектонических движений результаты повторного нивелирования или повторных триангуляций, где все пункты связаны с земной корой, можно установить, как неоднократно указывалось в литературе, величину перемещения лишь относительно данного пункта, который в свою очередь испытывает переносное тектоническое движение.

в) Система отсчета, связанная с уровнем моря, имеет первостепенное значение для определения вертикальной составляющей тектонических движений. Она позволяет измерять как современные движения путем, например, наблюдений за береговыми марками, футштоками, мареографами, так и новейшие движения путем определения высот древних береговых линий и др. К уровню моря в конечном итоге привязываются, как мы увидим дальше, другие системы отсчета, связанные с физико-географическими уровнями.

Непосредственным назначением наблюдений за футштоками и мареографами является изучение колебаний уровня моря в гидрографических целях. Геолог или геоморфолог обрабатывает данные тех же наблюдений в целях изучения тектонических перемещений земной коры. В обоих случаях решается по существу одна и та же задача, но в разных системах отсчета. В океанографии системой отсчета служит земная кора, с которой связаны

наблюдательные приборы, а движущимся объектом — уровень моря. В геологии и геоморфологии системой отсчета служит, наоборот, уровень моря, относительно которого наблюдается перемещение земной коры, с которой связаны футштоки и мареографы. Поскольку ни та, ни другая система отсчета в действительности не неподвижна, решение должно быть совместным. При этом в океанографических целях из результатов измерений должны быть исключены движения земной коры, а в геологических — колебания уровня моря. Так, современные эвстатические, т. е. одинаковые для всего Мирового океана, колебания уровня

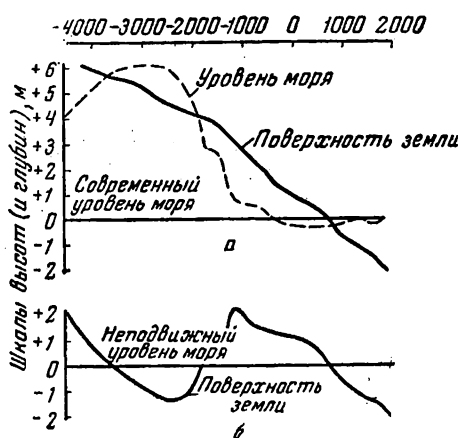


Рис. 50. Зависимость от времени тектонического перемещения земной поверхности и эвстатических колебаний уровня моря относительно его современного уровня *а*; того же тектонического перемещения относительно уровня моря, если бы он ставался неподвижным *б*.

определяются как среднее из показаний большого числа водомерных пунктов (Gutenberg, 1941; Caillieux, 1952). Системой отсчета колебаний уровня моря служит при этом земная кора, с которой связаны водомерные пункты. Перемещения самой системы отсчета — тектонические движения — исключаются операцией осреднения. Полнота исключения зависит от того, насколько равномерно представлены футштоки на берегах, поднимающихся или опускающихся с той или иной скоростью. Определив таким образом величину эвстатических колебаний и вычтя ее из показаний

водомерных пунктов, получают размеры тектонических движений. При этом изменения уровня на водомерных пунктах рассматриваются, наоборот, как следствие перемещений земной коры относительно уровня моря, служащего подвижной системой отсчета, перемещения которой — эвстатические колебания — известны. На рис. 50, *а* изображены, по Умбгрове (Umbgrove, 1950), результаты раздельного определения перемещений земной коры и уровня моря. Для сравнения на рис. 50, *б* показано, как выглядела бы кривая того же перемещения земной коры, если бы она была отнесена к уровню моря, принятому за безусловно неподвижную систему отсчета.

Величина перемещения земной поверхности, полученная после исключения собственных колебаний уровня моря, представля-

ет результирующую как эндогенных, так и экзогенных воздействий. Следующей задачей является разделение этих составляющих. Исключение экзогенной составляющей может быть достигнуто путем достаточного заглубления наблюдательных пунктов. Применить аналогичную операцию в целях исключения тектонической составляющей невозможно вследствие повсеместности тектонических движений. Поэтому для измерения экзогенных перемещений система отсчета, связанная с уровнем моря, применяется как исключение.

г) Системы отсчета, связанные с ландшафтными поясами. Уровень моря представляет собой одну из границ вертикальных ландшафтных поясов, наиболее четко выраженную. Другой такой границей, используемой для измерения

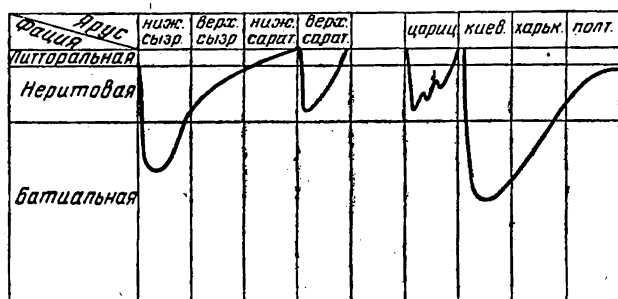


Рис. 51. Зависимость перемещений дна палеогенового моря в районе нижней Волги от времени (по Мазаровичу, 1938)

тектонических движений, является снеговая линия (Марков, 1942). В других случаях для отсчета тектонических движений служат сами ландшафтные пояса. Так, высота нахождения в верхних ландшафтных поясах Тянь-Шаня латеритов, образование которых представляется возможным лишь в теплых нижних поясах, служит мерой тектонического воздымания гор (Федорович, 1935; Марков, 1948). Реликтовые ковыльные степи на черноземах, обнаруживаемые в лесном поясе Кавказа, приводятся как свидетельство поднятий из пояса степей в пояс леса (Гроссгейм, 1951). В Сьерра-Неваде реликты миоценовой флоры на высотах 1650—3000 м подобны современной флоре, произрастающей на высотах порядка 650 м. Разность этих высот рассматривается как размер послемiocеновых поднятий (Axelrod, 1962).

Ниже уровня моря роль высотной ландшафтной поясности принимает на себя глубинная зональность фаций. Она запечатлевается в характере донной фауны, химическом составе оолитов, общем петрографическом облике осадка. Прослеживая из-

менение фаций геологического разреза с точки зрения глубины их образования, можно построить график колебаний уровня морского дна (рис. 51). Вертикальная шкала этого графика подсказывает чрезвычайно любопытное обобщение. Действительно, согласно закону географической зональности в вертикальном направлении высотных ландшафтных поясов на суше и подводных ландшафтных поясов — фациальных зон, на дне моря существуют строго последовательные смены. Пребывание поверхности земли в том или ином поясе запечатлевается различными реликтами: литологическими, геоморфологическими, биогеографическими, культурными. Эти реликты служат для однозначного¹ определения прежнего положения поверхности Земли в системе высотных ландшафтных поясов. Но раз так, то систему высотных ландшафтных поясов можно представить как своеобразную координатную систему, в которой интервалы вертикальной шкалы, взамен линейных, единиц, включают ландшафтные пояса. Нулем шкалы служит уровень моря; вверх от него располагаются положительные, наземные пояса, вниз — отрицательные, подводные. В такой именно координатной системе построен график, воспроизведенный на рис. 51.

Некоторое применение эта координатная система имеет и в топографии. К. А. Салищев и Ю. А. Мещеряков (1949) указывают, что при маршрутно-глазомерной съемке приближенное определение абсолютной высоты гор можно произвести, зная абсолютные высоты границы лесной растительности и снеговой границы. Таким образом, съемка ведется в координатной, связанной с ландшафтными поясами системе, от которой затем переходят к абсолютной геодезической, где высоты отсчитываются от уровня моря.

Та же задача перехода от относительных высот системы отсчета, связанной с ландшафтными поясами, к абсолютным высотам геодезической системы возникает и в геоморфологии. Координатная система, связанная с ландшафтными поясами, является относительной, во-первых, в том смысле, в каком говорят об относительной геохронологии, поскольку определяется взаимное положение объектов без выражения его в абсолютных, числовых единицах. Во вторых, она относительна в кинематическом смысле, поскольку ландшафтные пояса сами испытывают перемещения по отношению к поверхности земли. Переход от системы отсчета, связанной с ландшафтными поясами, к геодезической распадается соответственно на две операции. Первая состоит в установлении численного значения высотного положения реликтов ландшафтных поясов или глубин образования фаций по отношению к уровню моря в соответствующую эпоху. Вторая операция заключается в выяснении последующих перемещений

¹ В отдельных случаях в связи с инверсией ландшафтных поясов такое определение может оказаться неоднозначным.

ландшафтных поясов и фациальных зон в результате, например, изменений климата или режима водного бассейна за исследуемый промежуток времени.

Для измерения горизонтальных движений материков А. Вегенером (1925) в качестве системы отсчета было использовано закономерное расположение широтных ландшафтных поясов. Эта система опять-таки испытывает собственные перемещения вследствие движения полюсов, что признавалось самим А. Вегенером.

д) Системы отсчета, связанные с уровнями озер, отличаются от системы отсчета, связанной с уровнем моря, тем, что они вместе со всей чашей озера испытывают переносное тектоническое перемещение по отношению к уровню моря. Уровни озер отличаются меньшей стабильностью, чем уровень моря, с одной стороны, вследствие изменений климата, сказывающихся в большей мере на бессточных озерах, а с другой — из-за пропиливания порога стока у проточных озер.

е) Системы отсчета, связанные с уровнями рек, в виде профиля равновесия реки могут служить, как это было показано (§ 23а), для измерения вертикальной составляющей тектонических движений. Уровень реки служит системой отсчета также при измерении русловых деформаций путем повторных батиметрических съемок речного дна. Однако поскольку горизонт воды в реке непрерывно меняется, измеренные глубины приводятся к единому горизонту, называемому проектным уровнем (Федоров, 1953). Это достигается путем вычисления разности между проектным уровнем и горизонтом, фиксируемым на водомерном посту во время промера, а затем вычитания или прибавления полученной цифры к измеренным глубинам. Таким образом в ходе обработки результатов повторных батиметрических съемок речного дна осуществляется переход от системы отсчета, связанной с колеблющимся уровнем реки, к системе отсчета, связанной с земной корой, на которую опираются водомерные рейки и привязываемый к ним проектный уровень.

ж) Системы отсчета, связанные с уровнем грунтовых вод. Н. Н. Карловым (1948) было установлено систематическое понижение зеркала грунтовых вод на правобережном Приднепровье, объясняемое им тектоническим поднятием. Ссылаясь на эти исследования, В. Е. Хаин (1954) выделил гидрогеологический метод изучения вертикальных тектонических движений. Системой отсчета служит при этом уровень грунтовых вод. По отношению к нему определяются перемещения земной коры, с которой связаны устья наблюдательных выработок. Действительно, если предположить, что уровень грунтовых вод остается неподвижным, то его видимое понижение на самом деле представляет собой поднятие пунктов, относительно которых ведутся замеры уровней.

Уровень грунтовых вод зависит от большого числа физико-географических факторов и чутко реагирует на них. Поэтому его следует признать самой ненадежной из всех систем отсчета, применяемых для измерения современных движений. Более надежной системой отсчета являются этажи карстовых галерей, фиксирующие осредненные уровни прежнего стояния грунтовых вод и позволяющие измерять величину тектонических движений геологического прошлого. В засушливых областях с той же целью могут быть использованы горизонты пород с повышенной гипсоносностью, маркирующие древние уровни грунтовых вод (Алексин, 1958).

и) Система отсчета, связанная с полем земного тяготения, предлагалась еще в конце прошлого века Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом (1893) в виде повторных определений величины силы тяжести в целях выявления абсолютной величины тектонических поднятий и опусканий. Недостаточная точность измерительных приборов до сих пор еще не позволяет воспользоваться этой системой отсчета в таком виде. Однако система отсчета, связанная с полем земного тяготения, используется в методах измерения наклонов.

к) Система отсчета, связанная с магнитным полем Земли. Отклонения направлений остаточного магнетизма горных пород от современного магнитного поля обычно объясняют движением полюсов. Однако положения полюса, вычисленные по данным об остаточном магнетизме пород, составляющих различные материки, для некоторых эпох расходятся. Объяснение расхождения ищут в расплывании материков (Кропоткин, 1958). Системой отсчета при этом служит магнитное поле Земли.

л) Система отсчета, связанная с неподвижными звездами, используется для измерения тектонических движений путем повторных определений астрономических координат одних и тех же пунктов. Собственные перемещения неподвижных звезд настолько малы, что эта система отсчета может быть признана для измерения тектонических движений абсолютной. Однако она позволяет измерять только горизонтальные и только современные движения.

Итак, измерение перемещений земной поверхности требует наличия объектов, служащих системой отсчета движения. Не удовлетворяясь системами отсчета земной и небесной механики, связанными соответственно с земной корой и неподвижными звездами, геологи и геоморфологи были вынуждены ввести свои собственные системы отсчета, связанные с элементами географической оболочки (ландшафтными поясами, фациальными зонами, профилями равновесия рек, уровнем грунтовых вод) и с геофизическими полями (полем тяготения, магнитным полем). Однако утверждение представлений о подвижности земной коры

уже с самого начала встретилось с затруднениями, обусловленными подвижностью тех объектов, которые использовались в качестве систем отсчета. Если истинная величина экзогенных перемещений в большинстве случаев с достаточной степенью точности может быть определена непосредственно в системах отсчета, связанных с земной корой, путем соответствующего расположения опорных пунктов, то непосредственные результаты измерения тектонических движений земной коры содержат неизбежную ошибку из-за перемещений самой системы отсчета. Для исключения этой ошибки намечаются два пути. Один из них состоит в определении тем или иным способом величины собственных перемещений системы отсчета, например колебаний уровня моря. Другой путь заключается в совместном использовании нескольких методов измерения, опирающихся на различные системы отсчета и корректирующие друг друга.

Системы отсчета, применяемые в геоморфологии, должны обладать способностью запечатлеваться в геологических и физико-географических памятниках и служить, таким образом, для измерения прошлых перемещений. Этим свойством обладают все системы отсчета, кроме связанной с неподвижными звездами.

§ 24. Измеряемые пространственные элементы движения

Перемещение частиц земной коры, в общем случае пространственное, трехмерное, в ходе исследования обычно разлагают на вертикальную и горизонтальную составляющие. Одни методы измерения позволяют определить обе эти составляющие, другие—только вертикальную или только горизонтальную. В соответствии с этим среди субстанциальных методов измерений следует различать: а) методы пространственных измерений, например повторные определения планово-высотного положения наблюдательных реперов; б) методы вертикальных измерений, например повторное нивелирование наблюдательных реперов; в) методы горизонтальных измерений, например повторные триангуляции.

К числу методов измерения горизонтальной составляющей мы условно относим измерение тангенциальной составляющей, совпадающей с поверхностью земли. Методы измерения вертикальной или горизонтальной составляющей применяются либо в случаях преобладания данной составляющей, либо при использовании таких систем отсчета, которые позволяют измерять только данную составляющую, например вертикальную относительно уровня моря или горизонтальную относительно неподвижных звезд. Они могут также заполнять перерывы между более трудоемкими пространственными измерениями.

Для самостоятельного определения вращательной составляющей движения служат методы измерения наклонов. Для со-

временных перемещений измерения наклонов используются либо как измерения повышенной точности в отдельных пунктах (маятниковые наблюдения), либо для заполнения промежутков между более трудными измерениями собственно перемещений (повторные определения наклонов отвесов и уровней).

Среди локальных методов следует различать, во-первых, опять-таки методы пространственных измерений. Однако в данном случае в это название вкладывается несколько иной смысл. Оно говорит о том, что результатом измерений, например, повторных планово-высотных съемок рельефа, являются последовательные пространственные очертания земной поверхности, изображаемые серией карт в горизонталях. При этом оказывается возможным определить перемещение точек поверхности в вертикальном, горизонтальном или нормальном направлениях, а также проследить за миграцией и деформацией форм рельефа. Те же самые результаты, хотя только в вертикальной плоскости, могут быть получены путем сопоставления последовательных профилей. Поэтому повторные съемки профилей и подобные им приемы условно могут быть отнесены к методам пространственных измерений.

Локальные методы вертикальных измерений сводятся к повторным определениям высоты или глубины в данной, фиксированной точке. Очевидно, проводя такие измерения в ряде точек, мы получим пространственное положение некоторого участка земной поверхности. Поэтому строгую границу между локальными методами вертикальных и пространственных измерений провести невозможно.

Локальные методы горизонтальных измерений заключаются в определении последовательных положений какой-либо одной горизонтали (например, береговой линии), одной стратоизогипсы, контура формы рельефа, либо горизонтальной проекции ее гребневой или килевой линии. Локальные методы горизонтальных измерений целесообразно применять в следующих случаях: а) для крутых поверхностей, когда горизонтальное перемещение приближается к нормальному; б) при изучении миграции форм рельефа; в) когда наблюдаемая горизонталь четко выделяется в натуре в виде береговой линии; г) в связи с практическими заданиями, например, в случае подмыва береговых сооружений.

Что касается методов измерения в местных системах отсчета, то они, вообще говоря, допускают измерение перемещений в любом одном, заранее заданном направлении. Так, при повторных замерах длины свободного конца стержня направление измеряемого перемещения определяется направлением, в котором забит стержень.

§ 25. О распределении наблюдений в пространстве и во времени

Измерения перемещений земной поверхности приурочиваются, как правило, к отдельным точкам наблюдений. Это могут быть либо частицы земной коры, с которыми связываются наблюдательные реперы, либо точки рельефа, положение которых определяется, например, при топографических съемках или промерах глубин водоемов. Если наблюдения ведутся в одном пункте (сейсмометрические методы, измерения при помощи лежащих реек, аблятографов, криокиниметров, мареографов и др.), то их следует называть точечными. Сочетание точечных наблюдений вдоль линии приводит к линейным измерениям (повторным нивелированиям вдоль железнодорожных линий, промерам дна в створах, анализу речных террас или продольных профилей рек). Точечные наблюдения, проведенные на некоторой площади, приводят к площадным измерениям. Для облегчения производства измерений и упрощения обработки результатов площадные измерения часто выполняются в виде совокупности линейных измерений в створах, располагаемых поперек оползня или реки. Точно также сочетание линейных измерений высот террас в пределах некоторой области позволяет построить карты линий равных поднятий для этой области.

В других случаях результаты наблюдений в одной точке, наоборот, распространяют на линию или площадь. Так, наблюдения за уровнем реки по водомерной рейке интерпретируют при анализе кривых связи расходов и уровней как перемещение среднего уровня дна реки в гидрометрическом створе. Замеры твердого стока реки служат для определения средней величины сноса в ее бассейне, по отношению к которому гидрометрический створ, в котором ведутся замеры, является не более как точкой. В подобных случаях следует говорить о точечных измерениях линейных или площадных перемещений. В свою очередь площадные измерения могут быть использованы для выявления объемных изменений форм рельефа.

Обратимся к распределению наблюдений во времени. Непрерывные наблюдения за перемещениями земной поверхности осуществляются при помощи самопишущих приборов. Самопишущие маятниковые приборы служат для записи сейсмических колебаний, измерения наклонов земной коры. Гляциологи применяют автоматические приборы для непрерывной записи движения ледника и понижения его поверхности вследствие таяния. Записи приборов для автоматической регистрации уровня моря или уровня озера используются для измерения перемещений земной коры относительно уровня водоемов. Непрерывность наблюдений в значительной мере зависит от чувствительности датчика прибора. При недостаточной чувствительности происходит

сглаживание амплитуд колебаний с короткими периодами. Как бы то не было, непрерывные наблюдения в тех случаях, когда они могут быть применены по экономическим и техническим условиям, дают наиболее полноценный материал, допускающий применение методов дифференцирования по времени.

Частота срочных наблюдений, производящихся через определенные промежутки времени, ограничена, с одной стороны, экономическими соображениями, а с другой — соотношением между точностью измерений и скоростью перемещения. Установим это соотношение. Величина перемещения Δl , происходящего со скоростью v , за промежуток времени Δt между двумя измерениями равна $\Delta l = v\Delta t$. Если точность измерения составляет $i\%$, то ошибка при измерении расстояния l будет $k = 0,01 il$. Достоверность замера требует, чтобы величина измеряемого перемещения была бы не меньше ошибки измерения, т. е. $\Delta l > k$, или $v\Delta t > 0,01 il$, откуда вытекает условие

$$\Delta t > \frac{0,01il}{v}. \quad (105)$$

Следовательно, измерения могут производиться тем чаще, чем меньше ошибка измерения i и расстояние l между опорной и наблюдательной точками и чем больше скорость перемещения v . В связи с этим для медленных движений большое значение приобретает повышение точности измерений. Для измерения тектонических движений применяют только высокое точное нивелирование, но даже и при этом условии промежутки времени между повторными нивелированиями приходится измерять годами. Гравиметрические определения для измерения тектонических движений вообще пока не могут быть применены вследствие недостаточной точности измерительной аппаратуры. Что касается сокращения расстояния между опорной и наблюдательной точками, то оно может быть достигнуто, в частности, применением местных систем отсчета (см. § 236).

В настоящее время разработаны методы измерения, отличающиеся тем, что абсолютная ошибка не зависит от расстояния; следовательно, относительная ошибка с увеличением расстояния убывает. К таким методам относятся радиометоды, используемые для плановой координации промерных точек при батиметрической съемке. Тем же свойством обладают до некоторой степени акустические методы, используемые для измерения глубин при батиметрической съемке.

После того как выбран метод измерения, обеспечивающий необходимую точность, частота срочных наблюдений назначается в зависимости от величины скорости перемещения и от характера ее изменения во времени. Например, при затухающих процессах частоту наблюдений рекомендуется постепенно увеличивать. Сроки наблюдений устанавливаются затем в зависимо-

сти от изменения факторов, влияющих на протекание данного процесса: интенсивности атмосферных осадков и снеготаяния при наблюдениях за оползнями или посадочными явлениями, режима волнения при наблюдениях за береговыми процессами.

Эпизодические, или спорадические, измерения производятся в случайные сроки, преимущественно при экспедиционных исследованиях. Так, Н. А. Солнцевым (1937) на о. Колгуев в 1934 г. с целью учесть быстроту разрушения берега был врыт столб на расстоянии 10 м от берегового обрыва. На нем вырезаны сведения, когда, кем и с какой целью он поставлен, с тем чтобы будущие исследователи острова могли выяснить быстроту отступления берега. Аналогичное назначение имеют так называемые многолетние фиксирующие знаки, устанавливаемые для измерения движения песчаных форм рельефа пустынь (Федорович, 1950).

Необходимо остановиться на вопросе о одновременности определения положения наблюдательных точек при измерениях на больших площадях или вдоль длинных нивелирных ходов. Этот вопрос ставился в связи с повторным нивелированием при изучении тектонических движений (Изотов, 1948), повторными фотограмметрическими съемками ледников (Авсюк, 1948). За время перехода с одной точки наблюдения на другую предыдущая точка успевает пройти путь тем больший, чем больше скорость перемещения и чем больше времени требуется для каждого измерения. Если измерения невозможно провести настолько быстро, чтобы перемещение начальной точки за время наблюдений не превышало ошибку измерения, то необходимо предпринять корректирование во времени. Оно основывается на допущении, что скорость в течение данного цикла наблюдений сохранялась той же, что и за промежуток времени между данным и предыдущим циклами. В таком случае положение всех наблюдательных точек можно привести к одной дате, например окончания цикла наблюдений, прибавив к измеренному перемещению поправочное. Последнее представляет произведение промежутка времени между датой производства замера в данной точке и датой окончания цикла на скорость перемещения данной точки за промежуток времени между текущим и предшествовавшим замерами.

При измерении прошлых перемещений сроки не могут быть назначены заранее, а зависят от сохранившихся остаточных признаков перемещений. В большинстве случаев последующие измерения являются эпизодическими двухкратными, реже эпизодическими многократными. Периодичность образования годичных слоев осадков или береговых валов позволяет отнести наблюдения за фиксируемыми ими перемещениями к систематическим.

§ 26. Кинематическая классификация методов измерения перемещений земной поверхности

В предыдущих параграфах были рассмотрены основные особенности методов измерения — соотношение времени перемещения и его измерения, технические приемы измерения современных перемещений и остаточные признаки прошлых перемещений, природа движущихся объектов наблюдения и объектов, относительно которых наблюдается движение (систем отсчета), измеряемые пространственные элементы движения, распределение наблюдений в пространстве и во времени. Все эти определяющие признаки методов измерения перемещений могут быть положены в основу их классификации. Какие из этих признаков выдвинуть на первое место — это зависит от целенаправленности, которую мы хотели бы придать классификации. Упор на вопросы производства измерений требует отвести первые места техническим приемам измерения современных перемещений и остаточным признакам прошлых перемещений.

Другой, может быть, еще более важной целью классификации является выбор метода измерения и оценка получаемых с его помощью результатов. Имея это в виду, на первом месте следует по-прежнему оставить разделение на методы текущих и методы последующих измерений, поскольку первые допускают свободу выбора метода измерения, а вторые предопределены сохранившимися остаточными признаками перемещений.

В качестве второго классификационного признака примем вещественную природу движущихся объектов наблюдения. Этот признак предопределяет выбор метода измерения в зависимости от того, представляет ли изучаемый процесс смещение или замещение земной поверхности. С другой стороны, вещественной природой объектов наблюдения обуславливается применение для обработки результатов тех или иных методов описания и изображения движения, рассмотренных в первой главе.

На следующее место надлежит поставить системы отсчета движения. Будучи связаны с земной корой, они дают возможность выделять различные экзогенные процессы, а для тектонических движений позволяют определять только относительную величину. Системы отсчета, не связанные с земной корой, наоборот, благоприятствуют измерению абсолютной величины тектонических движений и затрудняют самостоятельное выделение экзогенных процессов.

В табл. 6 и 7 показана роль вещественной природы объекта наблюдений и системы отсчета для выбора метода измерения в зависимости от кинематических особенностей измеряемых перемещений и от предпочитаемого метода описания перемещений.

Таблица 6

Применимость методов измерения в зависимости от кинематических особенностей измеряемых перемещений

Методы измерения	Экзогенные и вулканогенные перемещения		Тектонические перемещения	
	смещение	замещение	абсолютная величина	относительная величина
Субстанциальные в системах отсчета связанных с земной корой . . .	+	—	—	+
не связанных с земной корой . .	×	—	+	+
Локальные в системах отсчета связанных с земной корой . . .	+	+	—	+
не связанных с земной корой . .	×	×	+	+
Балансовые	×	+	—	—

Примечание: + применяются как правило; × — применяются как исключение; — неприменимы.

Таблица 7

Применимость методов описания перемещений в зависимости от методов измерения

Методы измерения перемещений	Методы описания перемещений	
	субстанциальные	локальные
Субстанциальные	+	+
Локальные	—	+
Балансовые	—	+

Примечание: + применимы; — неприменимы.

Далее следует принять во внимание пространственные элементы движения, выявляемые с помощью данного метода. Ими определяется полнота результатов, а также допустимость применения данного метода к процессам, в которых преобладает та или иная пространственная составляющая.

Наконец, последнюю ступень классификации мы отводим техническим приемам измерения, характеру остаточных признаков перемещений и в некоторой мере пространственному распределению точек наблюдений. Что касается распределения наблюдений во времени, то оно обычно предопределяется перечисленными признаками и само по себе определяющего значения не имеет.

Предлагаемая классификация приведена в конце книги. Мы называли ее кинематической. Действительно, признаки, на которых она основана, являются непрменными условиями самого существования движения как такового, вне зависимости от вы-

зывающих его причин, с одной стороны, и возможности измерения этого движения — с другой стороны. Следовательно, эта классификация является, во-первых, кинематической, а во-вторых, естественной, вытекающей из свойств самих классифицируемых объектов.

§ 27. Классификация методов измерения длительности перемещений земной поверхности

Наряду с измерением величины перемещения, необходимо определять его длительность. Только тогда перемещения можно будет сравнивать, относя их к одинаковым промежуткам времени, т. е. вычислять скорость. При этом один и тот же метод измерения перемещений может включать несколько различных методов измерения скорости в зависимости от того, каким способом определяется длительность перемещения.

Таким образом, при измерении перемещений земной поверхности следует привлекать методы абсолютной геохронологии. В настоящее время эти методы разрабатываются в связи с построением геохронологической шкалы, т. е. в геологических масштабах давности и длительности. Нас же интересует измерение промежутков времени вплоть до самых коротких и самых недавних. Поэтому представляется необходимым систематизировать, хотя бы в первом приближении, методы измерения длительности перемещений, используемые для определения скорости перемещений земной поверхности. В приводимой в конце книги классификации использованы элементы классификации методов абсолютного геологического времяисчисления, предлагавшихся А. Е. Ферманом (1922), Даке (Dacqué, 1915), А. А. Полкановым и Э. К. Герлингом (1946).

Отнесение опросного и исторического методов измерения времени к методам текущих измерений основано на тех же соображениях, которые высказывались в § 21 относительно опросного и исторического методов измерения перемещений: мы остановимся на точке зрения лица, производившего измерение времени в момент перемещения, а не лица, которое затем получило эти сведения из устных сообщений или письменных документов.

§ 28. О комплексном применении различных методов измерения перемещений земной поверхности

Н. И. Николаев (1949) справедливо отмечал, что ни один взятый в отдельности метод изучения тектонических движений не дает неоспоримых результатов. В связи с этим он рекомендует использовать комплексный метод, или, говоря точнее, применять методы изучения и измерения перемещений комплексно.

Произведенный выше анализ методов измерения перемещений позволяет выяснить причины неполноценности каждого метода в

отдельности и необходимости применения комплекса методов. Таких причин три. Первой из них является то, что один и тот же метод может служить для измерения процессов различной генетической природы. А поскольку в природе различные процессы накладываются друг на друга, то фактически всегда измеряется сумма перемещений. В одних случаях геолого-геоморфологические наблюдения позволяют утверждать, что данный процесс преобладает, а другими можно пренебречь. В других случаях, когда это утверждать нельзя, для разложения перемещения на генетические составляющие привлекается комплекс методов. Приведем несколько примеров.

В 1862 г. в результате землетрясения произошло опускание части дельты р. Селенги, и образовался залив Провал. Чтобы выяснить, сохранил ли этот район тектоническую активность, Н. П. Ладохин (1960) сравнил результаты батиметрических съемок, произведенных в 1898 и 1958 гг. Дно залива за время между съемками понизилось.

Произведя зондировочное бурение со дна, Н. П. Ладохин определил мощность слоя наносов, отложившихся после образования залива в 1862 г.; горизонтом, маркирующим положение дневной поверхности перед началом накопления озерных осадков, послужили вскрываемые под ними почвы и торфяники. Таким образом удалось определить скорость осадконакопления и, зная ее, подсчитать мощность осадков, отложившихся после 1898 г. Величина тектонического погружения равна понижению дна, установленному методом повторных батиметрических съемок, за вычетом величины осадконакопления (табл. 8).

Таблица 8

Результаты измерения перемещений дна залива Провал оз. Байкал по одному из наблюдательных створов

Расстояние по створу, км	Средняя глубина, м		Понижение дна с 1898 г., м	Мощность осадконакопления с 1898 г., м	Тектоническое опускание, м
	1958 г.	1898 г.			
0,0—1,2	2,1	1,8	—0,3	1,38	1,68
1,2—2,5	2,5	2,3	—0,2	1,08	1,28
2,5—4,3	3,3	3,3	0,0	0,78	0,78
4,3—5,9	3,5	3,3	—0,2	0,48	0,68

Наблюдения М. И. Ивероной (1959) показывают, что снос на задернованных горных склонах происходит под воздействием склонового стока, сползания снежного покрова, ветра, пастбы скота и т. д. Для определения общей величины сноса М. И. Иверова воспользовалась методом повторных замеров длины свободного конца стержней. Составляющая, обусловленная склоновым смывом, была определена методом стоковых пло-

щадок. Разность между величинами сноса, установленными этими двумя методами, представляет собой результат действия остальных процессов.

На рис. 52 сплошными линиями изображены эпюры общего понижения поверхности одного из ледников Джунгарского Ала-

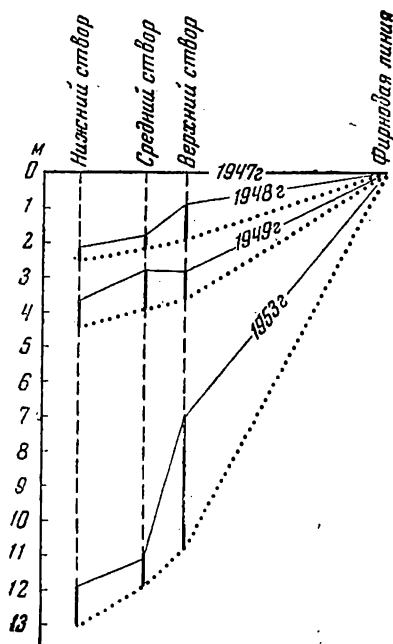


Рис. 52. Эпюры стаивания (точечные линии) и общего понижения (сплошные линии) поверхности ледника (по Пальгову, 1956).

тау, полученные на основании повторного нивелирования поверхности ледника. Но перемещения поверхности ледника обусловлены как стаиванием, так и приносом или уносом льда. Составляющая, обусловленная стаиванием, определялась путем повторных замеров свободного конца стержней и изображена на том же графике точечными линиями. Разность между общим понижением поверхности и понижением вследствие стаивания, изображенная сплошными вертикальными линиями, представляет повышение поверхности благодаря приносу льда.

Разложение перемещения на составляющие не обязательно связано с их самостоятельным измерением. Если какая-либо составляющая является периодической функцией, то она может быть исключена осреднением результатов измерений за промежуток вре-

мени, превышающий период функции. Так, суточные колебания наклонов следуют за изменением температур и имеют синусоидальный характер. Отсюда на основании свойств периодических функций можно считать, что средние суточные значения из еже-часных отсчетов наклонов за различные интервалы времени (месяц, год) дают значения наклонов, в значительной мере избавленные от влияния суточного хода температур. Другие примеры разложения перемещений можно найти в § 8е и 47а.

Второй причиной неполноценности результатов, достигаемых при изолированном применении всего лишь одного метода измерения, являются собственные перемещения систем отсчета. Исключение перемещений систем отсчета встречается значительные трудности, которые чаще всего преодолеваются применением комплекса методов, контролирующих друг друга. Так, А. Вегенер

(1925) в обоснование гипотезы распывания материков привлек геологические, палеонтологические, биологические, палеоклиматические и астрономо-геодезические доказательства, используя три системы отсчета горизонтальных перемещений. Обосновывая прежнее единство материков параллелизмом в очертаниях берегов, общностью геологической структуры, флоры и фауны, А. Вегенер использовал тем самым систему отсчета, связанную с земной корой. Объясняя распыванием материков нахождение ископаемых ледниковых отложений под тропиками и экватором, а остатков теплолюбивой флоры и фауны в высоких широтах, А. Вегенер привлек систему отсчета, связанную с широтными ландшафтными поясами. Обращаясь к повторным астрономическим определениям долгот, А. Вегенер ввел систему отсчета, связанную с неподвижными звездами. В последнее время для обоснования гипотезы распывания материков привлечена еще система отсчета, связанная с магнитным полем Земли.

Третья причина необходимости применения комплекса методов связана с пробелами в остаточных признаках прошлых перемещений или с их недостаточной надежностью. Так, например, И. В. Мушкетов и Д. И. Мушкетов (1935) пишут, что из всех признаков, оставляемых на перемещающихся берегах морем, материковыми агентами и человеком, только немногие проявляются отчетливо и имеют решающее значение; большинство же получает силу доказательности только при совокупном проявлении. Примеры привлечения контрольных методов при измерении прошлых перемещений можно найти в § 506.

При текущих измерениях контрольные методы приходится привлекать вследствие неуверенности в достоверности результатов из-за технических погрешностей. Так, в § 9а мы привели заимствованный у И. В. Самойлова (1952) пример определения средней скорости выдвигания морского края дельты Дона по данным повторных топографических съемок 1853 и 1927 гг. Скорость оказалась равной 10 м в год. Для контроля И. В. Самойлов определяет ту же величину балансовым методом, исходя из допущения, что все песчаные фракции, содержащиеся в твердом стоке Дона в количестве 15%, или 615 000 м³, откладываются перед фронтом дельты длиной 28 000 м со средней глубиной 2 м. В таком случае скорость выдвигания дельты составляет $\frac{615\,000}{28\,000 \times 2} = 11 \text{ м/год}$. Не довольствуясь этим, И. В. Самойлов обращается еще к третьему, историческому методу. 2000 лет назад, близ тогдашнего морского края дельты существовал древнегреческий г. Танаис. В настоящее время следы этого города находятся в 20 км = 20 000 м от современного морского края дельты. Следовательно, скорость выдвигания дельты равна $\frac{20\,000}{2000} = 10 \text{ м/год}$. Таким образом, три различных метода приводят к близким или одинаковым, а следовательно, надежным значениям скорости.

Глава III

МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

СУБСТАНЦИАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ ТЕКУЩИХ ИЗМЕРЕНИЙ

§ 29. Методы пространственных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой

а) Повторные геодезические определения плано-высотного положения наблюдательных реперов являются основным методом измерения сдвижений под влиянием горных разработок и оползневых движений (Келль, 1936; Авершин, 1947; Авершин и др., 1951; Казаковский, 1953; Методические указания по производству маркшейдерских наблюдений..., 1955; Емельянова, 1956; Тер-Степанян, 1956; Инструкция по наблюдениям за сдвижением земной поверхности..., 1958). Этот метод применяется также при изучении деформаций железнодорожных насыпей, движения осыпей, солифлюкции, развития трещин отседания (Макеев, 1950; Фролов, 1954; Рудберг, 1960; Jahn, 1961).

До начала наблюдений производится установка наблюдательных и опорных реперов. Наблюдательные реперы располагаются в пределах области ожидаемых подвижек, а опорные реперы выносятся за ее пределы. Вертикальная и горизонтальная составляющие определяются самостоятельными техническими приемами: вертикальная—геометрическим или тригонометрическим нивелированием, горизонтальная—промерами длин линий, полигонометрией, засечками. Таким образом, с точки зрения техники производства измерений этот метод представляет собой не более как ту или иную комбинацию геодезических методов вертикальных и горизонтальных измерений. Однако одновременное проведение тех и других измерений дает возможность установить все три составляющие перемещения и проследить движение частицы в трехмерном пространстве.

Область применения повторных геодезических определений плано-высотного положения наблюдательных реперов устанавливается, исходя из следующих соображений: 1) имея своим объектом перемещения частиц земной поверхности, этот метод

может быть применен для измерения только смещений земной поверхности; 2) пользование системой отсчета, связанной с земной корой, обуславливает наибольшую эффективность применения метода к измерению экзогенных процессов, но не тектонических движений; 3) измерение всех трех составляющих перемещения обеспечивает, с одной стороны, полноту картины движения, но, с другой стороны, требует больших затрат, и применяется этот метод главным образом в инженерных целях. Если до сих пор он применялся, как указывалось, для определения сдвижений под влиянием горных разработок, движения оползней и ледников, деформации насыпей, отседания склонов, то, вообще говоря, он может быть использован для измерения всех видов экзогенных смещений, а также в какой-то мере и для измерения тектонических движений. Повторные геодезические определения планово-высотного положения реперов практически всегда используются в виде площадных измерений. Однако из соображений большего удобства как производства, так и последующей обработки результатов измерений наблюдательные реперы чаще располагают в прямолинейных створах. Этот и другие геодезические методы применяются, как правило, в виде многократных, систематических наблюдений.

Здесь и в дальнейшем мы будем коротко касаться немногочисленных методов измерения перемещений масс горных пород в глубине массива, поскольку эти методы представляют несомненный интерес для читателей данной работы.

В целях наблюдений за перемещениями в теле оползней или осыпей на небольших глубинах можно закладывать якоря наблюдательных реперов на различных уровнях от поверхности, выводя головки реперов на поверхность (Петрова-Ясюнас, 1954; Иверонова, 1954). Для исследований на больших глубинах производятся определения положения наблюдательных реперов, заложенных в горных выработках. Естественно, что этот прием наиболее широко применяется для изучения сдвижений пород под влиянием горных разработок (Инструкция для наблюдения за сдвижением земной поверхности..., 1958; Weissner, 1932). Для наблюдения за движением частиц в теле оползней, осыпей, ледников реперы закладываются в разведочных выработках (Емельянова, 1956; Haffeli u. Kasser, 1948; Glen, 1956).

б) Повторные фотограмметрические определения планово-высотного положения наблюдательных реперов впервые стали применяться для изучения движения ледников. Первоначально для этой цели служила наземная фотограмметрия (Авсюк, 1948; Finsterwalder, 1931; Pilewicz, 1938); в настоящее время все более широко применяется аэрофотосъемка с использованием в качестве марок приметных естественных предметов и неровностей на поверхности ледника (Finsterwalder, 1958). Наземной фотограмметрией пользует-

ются также для измерения сдвижений под влиянием горных работ, движения оползней и осыпей, осадки под нагрузкой от сооружений (Гусев, 1935; Хренников, 1951; Иверонова, 1954; Брайт и Медвецкий, 1959).

Повторные фотограмметрические определения положения наблюдательных реперов взаимозаменяемы с геодезическими определениями. Сравнивая эти два метода, следует прежде всего отметить, что фотограмметрия позволяет определять пространственное положение частиц непосредственно, в отличие от раздельного измерения вертикальной и горизонтальной составляющих геодезическими методами. Это различие не имеет, однако, принципиального значения, поскольку в ходе обработки фотограмметрических съемок пространственное перемещение все равно разлагается на вертикальную и горизонтальную составляющие.

Преимуществами фотограмметрических методов над геодезическими являются: 1) простота и дешевизна выполнения работ; 2) фиксация на снимках без дополнительных затрат не только специально закладываемых реперов, но и естественных марок в виде приметных камней и неровностей почвы, а также всех вообще изменений поверхности, что позволяет уточнять картину движения между реперами; 3) возможность съемки трудно доступных мест издали, проникая в них лишь для установки наблюдательных реперов или, если используются естественные марки, совсем не вступая на ледник или оползень. Слабой стороной фотограмметрических методов является их меньшая точность по сравнению с геодезическими. Таким образом, применение фотограмметрии особенно благоприятно при большой скорости движения и трудной доступности местности, что свойственно ледникам, сильно насыщенным водой оползням, каменным потокам и осыпям, лавовым потокам. Однако в связи с относительной дешевизной фотограмметрического метода он постепенно находит применение для изучения всех видов смещений земной поверхности, за исключением очень медленных процессов, как, например, тектонических движений.

в) Сейсмометрические наблюдения за колебаниями маятников позволяют измерять составляющие перемещения и вращения частиц земной коры, связанных с точками подвеса маятников. Этим методом могут быть определены все три составляющие перемещения и все три составляющие вращения. На рис. 7 изображена пространственная модель траектории частицы, построенная по данным маятниковых наблюдений. Опорной точкой при сейсмометрических наблюдениях служит центр тяжести маятника, положение которого при быстрых сейсмических колебаниях земной коры не изменяется. Именно быстрота колебаний позволяет в данном случае измерять их абсолютную величину в системе отсчета, связанной с земной корой.

§ 30. Методы вертикальных измерений в системах отчета, связанных с земной корой

а) Повторное нивелирование наблюдательных реперов. Если повторное нивелирование реперов производится одновременно с определением их положения в плане, то оно представляет собой, как уже было сказано, технический прием измерения вертикальной составляющей пространственного перемещения. Если же повторное нивелирование применяется самостоятельно, не сопровождаясь определениями положения реперов в плане, то оно становится особым методом измерения перемещения частиц земной поверхности, ограничивающимся определением только одной вертикальной составляющей.

Измерение только вертикальной составляющей имеет основание в тех случаях, когда известно, что траектории частиц близки к вертикальным, а горизонтальная составляющая настолько мала, что ею можно пренебречь. С другой стороны, как отмечалось А. А. Изотовым (1948) и Г. И. Тер-Степаняном (1951), точность геодезического нивелирования примерно в 10 раз выше точности горизонтальных измерений. Следовательно, для медленных перемещений, в частности тектонических, за короткие сроки наблюдений горизонтальная составляющая, если бы даже она имела ту же величину, что и вертикальная, осталась бы в пределах ошибки измерений.

Повторное нивелирование стало основным методом изучения современных тектонических движений на суше. Ввиду трудоемкости проведения повторного нивелирования для изучения тектонических движений обычно используются данные поверочных нивелирований опорной геодезической сети железнодорожных линий (рис. 53). В последнее время все чаще прибегают к специальным повторным нивелированиям в целях наблюдения над ходом тектонических движений.

При повторном нивелировании, пишут Ю. А. Мещеряков и М. И. Синягина (1956), обычно выявляется, что прежние ζ_1 и вновь полученные ζ_2 превышения между смежными знаками нивелирования различаются на некоторую величину. Разности превышений $\zeta_2 - \zeta_1$ за промежуток времени Δt рассматривают не только как результат ошибок измерений $\Delta \zeta_1$ и $\Delta \zeta_2$, но и как следствие современных тектонических движений, протекающих со скоростью v . Таким образом.

$$\zeta_2 - \zeta_1 = v \Delta t + \Delta \zeta_2 - \Delta \zeta_1, \quad (106)$$

откуда

$$v = \frac{\zeta_2 - \zeta_1}{\Delta t} - \frac{\Delta \zeta_2 - \Delta \zeta_1}{\Delta t}. \quad (107)$$

Скорости v вычисляются для каждой пары смежных геодезических знаков. Последовательным суммированием значений

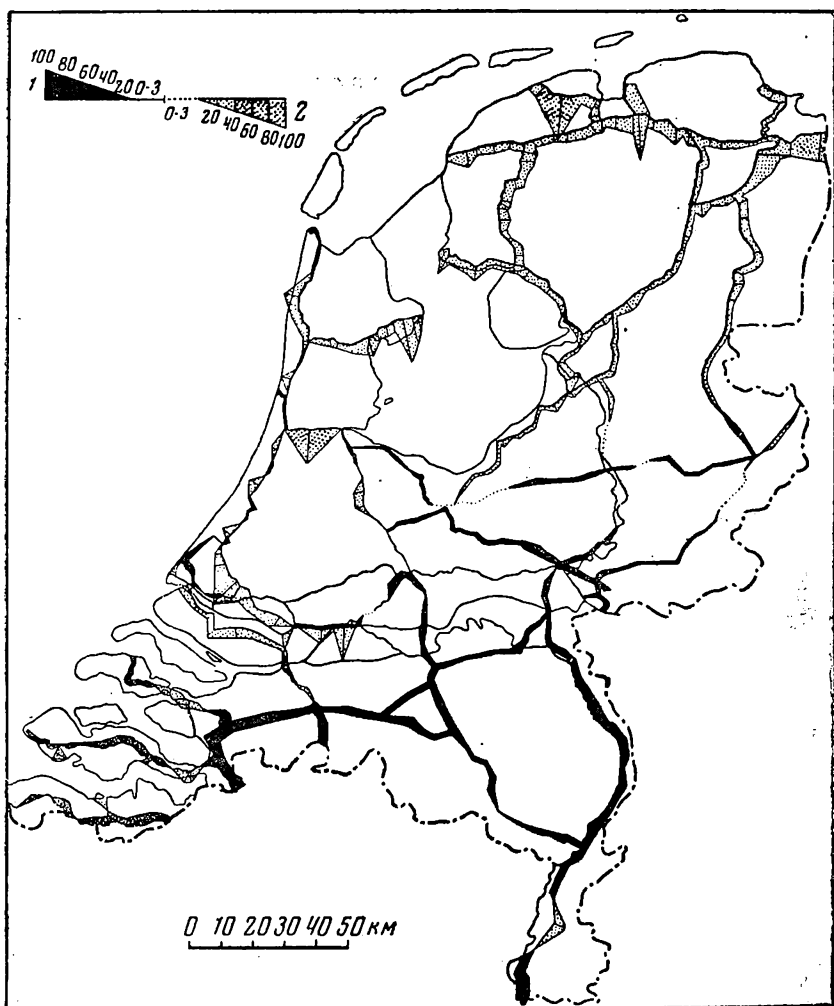


Рис. 53. Эпюры тектонических поднятий 1 и опусканий 2 относительно Амстердама вдоль линий повторного геодезического нивелирования 1875—1887 и 1926—1940 гг. в Голландии в мм (по Edelman'y, 1954)

можно определить скорость взаимного смещения двух пунктов, удаленных друг от друга на любое расстояние. Абсолютная величина скорости тектонических движений может быть получена привязкой нивелирного хода к футштокам, служащим для измерения колебаний уровня моря, т. е. путем перехода к системе отсчета, связанной с уровнем моря.

Повторное нивелирование применяется для измерения не только тектонических, но и других процессов, у которых преобладает вертикальная составляющая: просадок в лёссовых породах (см. рис. 25), оседания поверхности вследствие выщелачивания подстилающих растворимых пород, гидротермических движений, усадки и набухания, осадок оснований сооружений (Решеткин, 1934; Макеев, 1950; Фаддеева, 1954; Чуринов, 1956; Родионов, 1958; Брайт и Медвецкий, 1959; Русанов, 1961; Schmidek, 1953). Раньше этот метод широко применялся для изучения сдвижений под влиянием горных разработок. Но по мере повышения требований к детальности наблюдений и выяснения

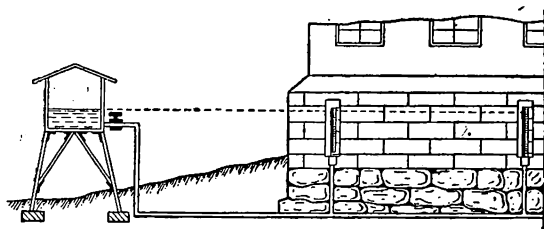


Рис. 54. Схема производства повторного водяного нивелирования с целью наблюдений за осадкой под нагрузкой от сооружения (по Брайту, 1935)

если горизонтальных сдвижений он уже в 30-х годах оказался почти совершенно вытесненным планово-высотными определениями и в настоящее время применяется лишь при разработке полных пластов небольшой мощности.

Здесь уместно еще раз подчеркнуть, что один и тот же метод может служить для измерения различных процессов и что, предполагая измерять один процесс, трудно избежать влияния других процессов. Действительно, в ряде случаев невязки нивелирных ходов, объяснявшиеся тектоническими движениями, оказывались, при более внимательном исследовании, обусловленными инженерно-геологическими условиями заложения реперов (оползни, осадки и выпирание грунтов в основании реперов или сооружений, в которых закладывались реперы) и даже переносом реперов на новое место. В промышленных районах опускания, выявляемые повторным нивелированием, могут быть связаны не только с тектоникой, но и с выкачкой жидких полезных ископаемых (Рихтер, 1957).

Повторное нивелирование кустов наблюдательных реперов, закладываемых на различную глубину, позволяет проследить зависимость вертикальной составляющей от глубины в случае осадок под нагрузкой от сооружений, набухания при разгрузке, мерзлотного пучения (Улитин, 1955; Успенский, 1955; Егоров, 1959; Георгиев, 1960; Terzaghi, 1937; Burn, 1959).

б) Повторное гидростатическое нивелирование применяется для наблюдений за изменением наклонов земной поверхности вследствие тектонических движений, температурных колебаний, приливо-отливных движений земной коры, для измерения осадки грунтов в основании сооружений, сдвижений под влиянием горных разработок как на поверхности, так и в глубине массива (Нестеренко, 1952; Бончковский, 1959; Брайт и Медвецкий, 1959; Michelson, 1914; Scheidig u. Leussink, 1938). Со смещающимся объектом связывается градуированная трубка, которая сообщается с водяным баком, расположенным вне области оседания (рис. 54). При постоянном уровне воды в баке повышение уровня в трубке указывает на величину оседания основания сооружения. По сравнению с геодезическим гидростатическим нивелированием обладает преимуществом в виде непрерывности и гораздо более высокой точности, достигающей $\pm 0,02 + 0,05$ мм.

§ 31. Методы горизонтальных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой

а) Повторные промеры расстояния между парами наблюдательных реперов применяются для наблюдений за движением ледников, оползней, за дефлюкцией (Калесник, 1939; Макеев, 1950; Емельянова, 1956; Young, 1960). Этот метод может быть использован для измерения всех видов экзогенных смещений с преобладанием горизонтальной составляющей. Промеры производятся мерной лентой, раздвижной рейкой. Это — простейший метод измерения деформаций поверхности, причем чаще всего наблюдательные реперы выставляются по обе стороны трещины или системы трещин. Если этот метод применяют для измерения собственно перемещений, то один из реперов — наблюдательный — закладывают в движущемся массиве, а другой — опорный — за его пределами. Если обозначить первый и второй замер соответственно через l_1 и l_2 , а угол между направлением смещения и линией, соединяющей реперы, через α , то отношение измеренного смещения к действительному смещению будет равно (Емельянова, 1956):

$$a = \frac{l_2 - l_1}{\sqrt{l_2^2 - l_1^2 - 2l_1l_2 \cos \alpha}}. \quad (108)$$

Следовательно, когда линия, соединяющая реперы, совпадает с направлением смещения ($\alpha=0$), измеряется истинная величина смещения. Чем больше угол α , тем в меньшей мере результаты измерений отвечают истинным перемещениям.

б) Измерение перемещений посредством криокиниметра и криокиниграфа используется для определения скорости движения ледников и рекомендовалось для

сползней (Калесник, 1939; Соболев, 1948; Авсюк, 1948а; Емельянова, 1956; Kinzl, 1929; Galloway, 1956). Этот метод может быть применен также для наблюдений за оседанием склонов, дефлюкцией, солифлюкцией, движением каменных потоков и осыпей. Связь между наблюдательным репером на движущемся теле и опорным репером, расположенным вне области подвижек, осуществляется при помощи троса, разматывающегося с барабана

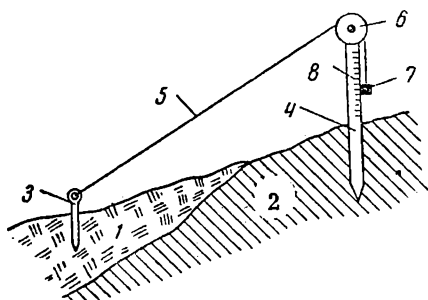


Рис. 55. Схема устройства криокиниметра.

1 — движущееся тело (ледник, оползень, каменный поток); 2 — устойчивый массив; 3 — наблюдательный репер; 4 — опорный репер; 5 — трос; 6 — блок; 7 — противовес; 8 — шкала

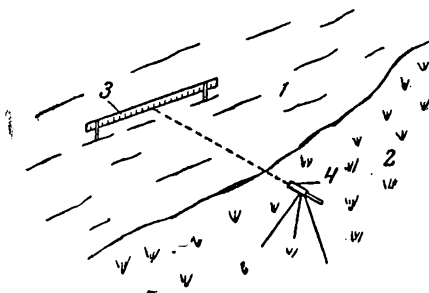


Рис. 56. Схема производства измерений при помощи лежащей рейки.

1 — движущееся тело (ледник, оползень, каменный поток); 2 — устойчивый массив; 3 — лежащая рейка; 4 — визирная трубка

(рис. 55). Длина размотавшегося троса равна пути, пройденному наблюдательным репером. В криокиниграфах эта длина регистрируется автоматически. Точность измерений составляет 5—10 см. Соотношение измеренного и истинного перемещения подчиняется формуле (108).

в) Измерение перемещений при помощи лежащей рейки применяется на ледниках и рекомендовалось для оползней (Калесник, 1939; Соболев, 1948; Емельянова, 1956; Rigsby, 1951; Книжников, 1961). Лежащая рейка (рис. 56) представляет собой топографическую рейку, закрепляемую на леднике или оползне на ребре по направлению движения. За пределами ледника или области оползневых подвижек зрительная труба закрепляется наглухо, перпендикулярно рейке. Отсчеты, получаемые с помощью трубы по движущейся мимо нее рейке, дают составляющую смещения ледника или оползня по основному направлению движения с точностью порядка ± 3 мм (Авсюк, 1948а). Однако эта точность относится только к самому замеру. Кроме того, следует иметь в виду ошибку из-за отклонения от 90° угла между рейкой и лучем визирования; ошибка пропорциональна синусу угла отклонения. Не исключена возможность измерения таким же путем солифлюкции и движения каменных потоков и осыпей.

г) Измерение перемещений посредством крутильного деформатографа. Этот прибор предназначен для измерения медленных тектонических деформаций, накапливающихся перед началом землетрясения (Бончковский и Латынина, 1955). Он состоит из стержня, один конец которого закреплен в массиве, а другой лежит на цилиндре, опирающемся на подставку, также скрепленную с массивом. Изменение расстояния между частицами породы, с которыми связаны стержень и подставка цилиндра, передается через стержень цилиндру, обороты которого автоматически записываются.

д) Повторные определения планового положения наблюдательных реперов при помощи высокоточных визирных приборов основаны на измерении угла, образуемого линией визирования на наблюдательный репер и створом, закрепленным двумя опорными реперами. Такие определения предлагались для измерения горизонтальной составляющей скорости тектонических движений, движения ледников и глыбовых потоков (Bossolasco, 1932; Duclaux et Biget, 1945; Naas, 1953). Они могут быть применены для измерения почти всех видов перемещений с преобладанием горизонтальной составляющей. Точность достигает десятых долей миллиметра.

Рассмотренные методы относятся к точечным; перейдем теперь к линейным методам.

е) Повторные плановые определения положения реперного створа. Маркировка створа производится путем окрашивания камней, забивки кольев, закладки шурфов. Через известные промежутки времени определяется положение сместившейся линии створа путем измерения расстояния марок по нормали от первоначальной линии, провешиваемой между краевыми опорными реперами. Измерения производятся либо в горизонтальной плоскости, либо согласно наклону поверхности, в соответствии с чем определяется либо горизонтальная, либо тангенциальная составляющая смещения. Объектом наблюдения являются не индивидуальные частицы, а очертания вешевенной линии (см. § 3в).

Впервые, по свидетельству Клебелсберга (Klebelberg, 1948), этот метод был применен в 1760 г. для измерения скорости движения ледника. В настоящее время он употребляется преимущественно для получения приближенного представления о движении оползней, осыпей, каменных глетчеров и солифлюкционных потоков (Келль, 1936; Калецкая, 1939; Соболев, 1948; Иверонова, 1954; Тер-Степанян, 1956; Костенко, 1958; Дроздов, 1959; Рудберг, 1960).

Дальнейшее усовершенствование этого метода заключается в том, что наблюдательным реперам дается нумерация, фиксирующая индивидуальность связанных с ними частиц, и смещения реперов определяются как по нормали, так и вдоль створа. Нор-

мальная составляющая может быть измерена как в горизонтальной плоскости, так и в плоскости поверхности земли. Основной областью применения этого варианта является изучение движения ледников (Калесник, 1939; Авсюк, 1948а; Руководство..., 1960; Hess, 1904); он используется также на оползнях и осыпях (Келль, 1936; Тер-Степанян, 1956; Иверонова, 1954). Обычно поперек ледника, оползня, осыпи разбивается несколько створов, и наблюдения приобретают площадной характер.

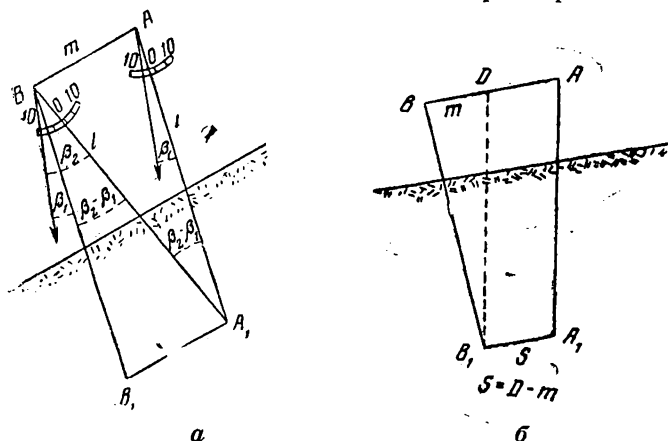


Рис. 57. К определению поправки на перекос наблюдательных реперов за счет неодинаковой по глубине скорости движения материала осыпи или оползня

На оползнях и осыпях различие в горизонтальной скорости смещения слоев вызывает перекос реперов. Если поверхностные слои движутся быстрее, репер наклоняется по склону и, наоборот, если быстрее движутся нижние слои, репер получает наклон вверх по склону. М. И. Иверонова предлагает вносить поправку на величину наклона реперов. На рис. 57, а AA_1 представляет первоначальное положение репера длиной l с углом наклона β_1 . Через некоторое время репер займет положение BB_1 с углом наклона β_2 . Смещение m головки репера за счет наклона определяется по формуле:

$$m = \frac{l \sin (\beta_2 - \beta_1)}{\cos \frac{\beta_2 - \beta_1}{2}}. \quad (109)$$

Если приращение угла наклона мало, то $\cos \frac{\beta_2 - \beta_1}{2}$ близок к единице и

$$m = l \sin (\beta_2 - \beta_1). \quad (110)$$

Истинное смещение S основания репера получается (рис. 57, б) как разность между измеренным смещением D головки репера и смещением m за счет наклона:

$$S = D - m. \quad (111)$$

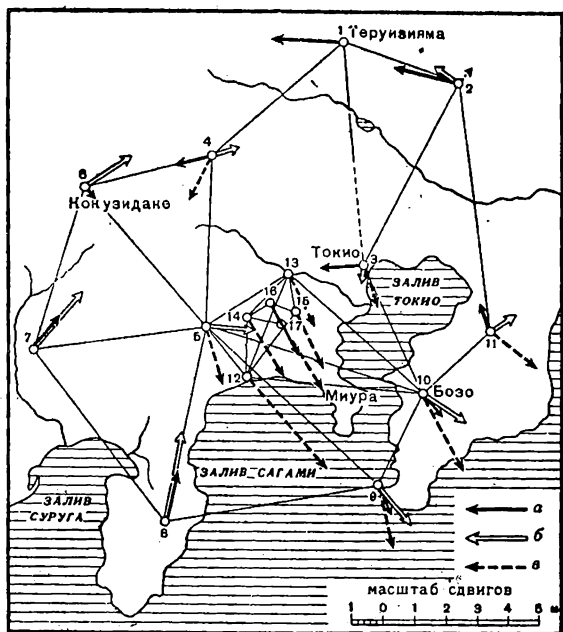


Рис. 58. Сдвиги пунктов триангуляции после землетрясения 1923 г. в Японии при допущении неподвижности.

а — пункта 1 и направления 1—2; б — пункта 6 и направления 6—4;
в — пунктов 1, 2, 6, 7, 8 (по Данилову, 1949)

ж) Повторные триангуляции, полигонометрия, прокладка ходов применяются для измерения горизонтальной составляющей тектонических и оползневых движений (Николаев, 1949; Kobold, 1961). Заключаясь, как и повторное нивелирование, в измерении взаимных перемещений частиц земной коры, эти методы дают лишь относительную величину перемещений (рис. 58).

§ 32. Методы измерения в местных системах отсчета

а) Измерение перемещений при помощи телескопических реперов применяют для наблюдений за гидротермическими движениями, уплотнением торфов и илов, осадками насыпей и грунтов в основаниях сооружений (Угинчус, 1939; Фролов, 1954; Чуринов, 1956; Брайт и Медveckий, 1959; Scheidig и. Leussink, 1938; Keil, 1954). Для измерения этим способом осадки естественного грунта в обсаженную скважину опускается штанга, нижний конец которой заделывается в подстилающий несжимаемый слой. Штанга (практически ее верхний конец)

служит опорным репером, относительно которого определяется положение наблюдательного репера—верха обсадной трубы или лежащего на поверхности земли диска. Для наблюдения за осадкой насыпи в основание ее кладется диск, на котором укрепляется штанга, входящая в обсадную трубу. По мере наращивания насыпи наращиваются штанги и обсадные трубы. Точность измерений, по И. В. Попову (1959), достигает $\pm 0,0064$ мм.

Для послойного наблюдения за осадкой насыпей служат многоступенчатые телескопические реперы. В насыпи по мере ее возведения устанавливаются телескопически входящие друг в друга трубы, опирающиеся на диски, закладываемые на разных глубинах (рис. 59) (Георгиев, 1960; Keil, 1954). Не исключена возможность заклинивания телескопических реперов (Press, 1938). Другая конструкция состоит из чередующихся отрезков труб двух диаметров (Orth, 1952). Отрезки труб меньшего диаметра, вставленные с обоих концов в трубы большего диаметра, несут на себе диски. Положение сместившихся вместе с дисками труб малого диаметра относительно труб большего диаметра определяется при помощи крейцмессера.

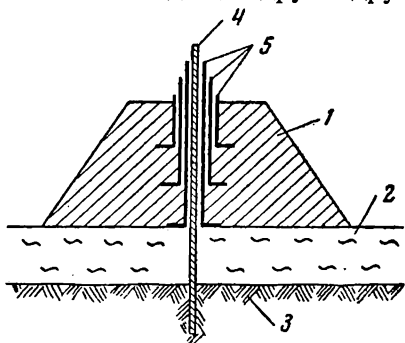


Рис. 59. Схема измерения осадки насыпи при помощи телескопических реперов.

1 — насыпь; 2 — сжимаемое основание; 3 — несжимаемое основание; 4 — стержневой опорный репер; 5 — телескопические наблюдательные реперы

б) Мотометр Бака применяется польскими исследователями (Czerpe, 1958; Jahn, 1961) для измерения мерзлотных перемещений. На поверхности земли устанавливается вертикальная рама с отверстиями в горизонтальных поперечинах. В отверстия вставлены стержни, нижние концы которых либо опираются на грунт, либо заглублены до различных уровней. Разность повторных замеров концов стержней, выступающих над верхней поперечиной рамы, представляет собой величину перемещения.

в) Рычажный прибор Небольсина для измерения мерзлотных перемещений представляет собой диск, укладываемый на поверхность земли и соединяемый рычагом с заглубленным стержнем — опорным репером (Небольсин, 1935). Приборы Бака и Небольсина, вероятно, окажутся весьма эффективными для измерения набухания при разгрузке.

г) Пучинограф Быкова, служащий опять-таки для измерения мерзлотных перемещений, состоит из врытого в землю столба, к которому на кронштейне прикреплен барабан самописца в вертикальном положении. Рядом со столбом в зону промер-

зания закопана пластинка, от которой выведен вертикальный стержень. К стержню прикреплено перо, вычерчивающее на вращающемся барабане кривую вертикальных смещений, испытуемых закопанной в грунт пластинкой (Русанов, 1961).

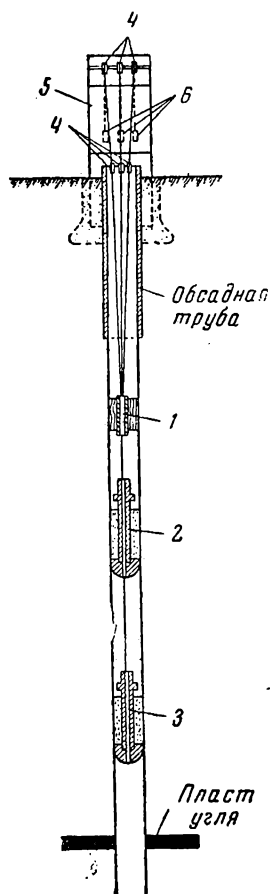


Рис. 60. Схема измерения перемещений при помощи глубинных реперов с выведенными на поверхность тросами

1 — репер в виде деревянной пробки; 2, 3 — забетонированные реперы; 4 — блоки, через которые перекинуты тросы; 5 — рама; 6 — грузы, натягивающие тросы (по Петухову, 1954)

Вообще говоря, всеми этими способами может быть измерена величина перемещения в любом направлении в зависимости от взаимного расположения опорного и наблюдательного реперов. Практически, однако, они применяются для измерения вертикальных перемещений.

§ 33. Методы измерения перемещений в глубине массива

Рассматривая методы измерения перемещений поверхности земли, мы уже касались аналогичных с ними методов измерения в глубине массива (см. § 29а, 30а, б, 32а). Сейчас остановимся на нескольких методах, разработанных специально для этой цели.

а) Измерение перемещений при помощи глубинных реперов с выведенными на поверхность тросами (рис. 60) предложено для измерения сдвижений в толще пород под влиянием горных разработок (Нестеренко, 1953; Петухов, 1954; Инструкция по наблюдениям за сдвижением земной поверхности..., 1958; Стрельников, 1958). Изменение длины троса выражает собой истинную величину смещения только в том случае, если направление смещения совпадает с осью скважины. В противном случае вносится ошибка, пропорциональная косинусу угла между этими направлениями.

б) Измерение перемещений при помощи чурочных глубинных реперов, или цилиндрических систем, применяется для наблюдений за движением в теле оползней, ледников, осыпей, солифлюкционных тел (Родионов, 1935; Иверонова, 1954; Емельянова, 1956; Рудберг, 1960; Heim, 1885). В шурф или скважину ста-

вят друг на друга цилиндрические деревянные обрубки или обрезки труб, различно окрашенные или занумерованные (рис. 61). Юнг (Young, 1960) на дефлюкционных склонах забивал в стенку шурфа стержни, после чего шурф засыпался. Через некоторый промежуток времени производилась раскопка и определялись траектории скорости движения меченых предметов (на ледниках ожидают вытаявания).

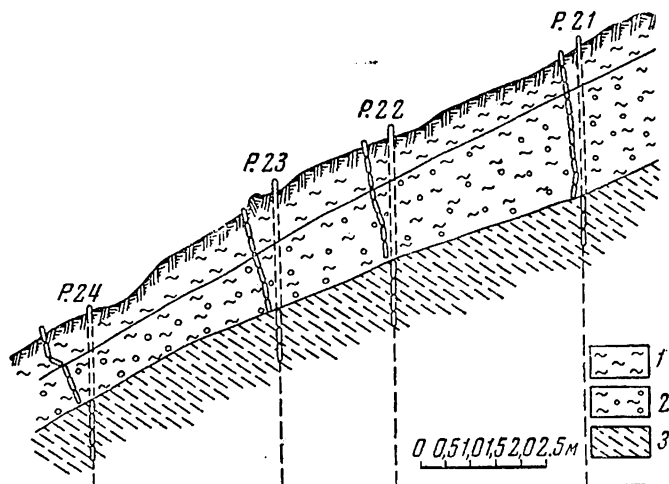


Рис. 61. Продольный разрез оползня со смещенными чурочными реперами.

1 — глина очень влажная; 2 — то же, с обломками аргиллита; 3 — элювий аргиллита (по Бабкину из Емельяновой, 1956)

в) Повторные измерения наклонов ствола вертикальной выработки. Измерением наклонов скважин с гибкой обсадкой пользуются для изучения движения тела ледника (Perutz, 1950; Gerrard a. oth., 1952). Вследствие изменения скорости по глубине гибкая обсадка скважины искривляется. Замеряя инклинометром наклоны на различных глубинах и определяя одновременно геодезическими или фотограмметрическими методами положения устья, строят кривые последовательных очертаний скважины (рис. 62). Аналогичные наблюдения за движением оползней (Емельянов, 1956; Попов, 1959) и сдвигами под влиянием горных разработок (Холопов, 1946) производятся в шурфах и шахтных стволах, в стенки которых закладываются реперы. В других случаях скважину заполняют тощим бетоном, трамбованной глиной, битым кирпичом, и затем раскопкой устанавливают испытанную ею деформацию. На ледниках в скважину

можно опустить веревку и залить воду, которая затем замерзнет; впоследствии опять-таки производят раскопку.

г) Измерение перемещений при помощи электрических датчиков сопротивлений, закладываемых в скважины, разрабатывается для изучения солифлюкции, но рекомендуется также для измерения дефлюкции, движения оползней и ледников (Жигарев, 1960; Williams, 1957).

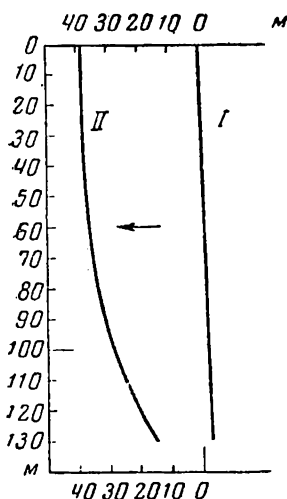


Рис. 62. Положение ствола скважины с гибкой осадкой в теле ледника. I — на 15.VIII 1949 г.; II — на 10.X 1949 г. По абсциссе отложены расстояния, по ординате — глубины. Стрелкой показано направление движения ледника (по Perutz'y, 1950)

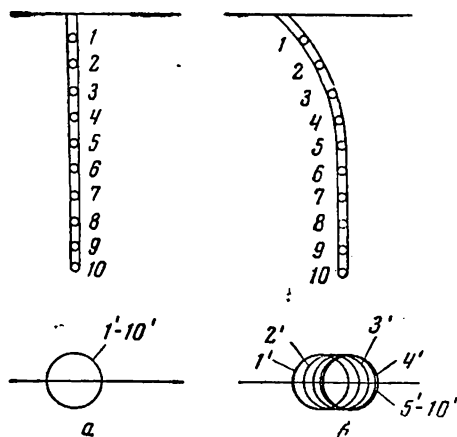


Рис. 63. Помещенные в скважину заряженные металлические шары 1—10 (в разрезе) и изолинии 1'—10' создаваемого ими магнитного поля.

а — до перемещения, б — после перемещения (по Попову, 1959)

д) Электрометрический метод измерения скорости течения водонасыщенной породы, предложенный А. Н. Карповым (1959), состоит в том, что в породу вводят два решетчатых листа-электрода из жести. При движении сквозь решетки водонасыщенного грунта, частицы которого несут электрические заряды, между решетками возникает разность потенциалов, пропорциональная скорости движения.

е) Повторные определения положения законных магнитов (рис. 63) предлагались для измерения горизонтальной составляющей перемещений внутри оползневого массива или тела ледника (Огильви и Нетунакин, 1954; Бо-

ровинский, 1957; Leiboutry, 1961). Они могут применяться для всех экзогенных перемещений с преобладанием горизонтальной составляющей.

ж) Повторные радиометрические определения плотности пород в скважинах на различной глубине предлагались нами как метод регистрации распространения просадочных явлений в глубину по мере просачивания воды. Этот метод аналогичен анализу плотности пород, который будет рассматриваться в § 68в.

Последние четыре метода, описанные под литерами г, д, е, ж, относятся к геофизическим, или, по Г. И. Тер-Степаняну (1955), дистанционным. В отношении измерения перемещений в глубине массива эти методы следует признать наиболее перспективными.

§ 34. Методы вертикальных измерений в системе отсчета, связанной с уровнем моря

Анализ наблюдений за уровнем моря служит для изучения тектонических движений. Он выделялся Н. И. Николаевым (1949) под названием «гидрологические методы наблюдений на морях» и В. Е. Хаином (1954) — «водомерные методы в применении к морям».

Наблюдения за уровнем моря в своем простейшем варианте заключаются в устройстве зарубок на береговых скалах и повторных определениях их высоты над уровнем моря. В настоящее время новые зарубки на скалах делаются лишь при экспедиционных исследованиях, а старые используются постольку, поскольку они позволяют измерять перемещения за сравнительно длительные промежутки времени, хотя и с небольшой точностью, обычно порядка нескольких сантиметров (Witting, 1922). Взамен прежних эпизодических измерений высоты зарубок, ныне ведутся срочные наблюдения на футштоках и снимаются непрерывные записи мареографов. Точность измерения скорости перемещений достигает при этом 1 мм в год. Об исключении из результатов измерений собственных колебаний уровня моря говорилось в § 23в.

§ 35. Методы вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с уровнями озер

Анализ наблюдений за уровнями озер, называемый другими авторами «гидрологическими методами наблюдений на озерах» (Николаев, 1949) или «водомерными методами в применении к озерам» (Хаин, 1954), с точки зрения техники измерений не отличается от наблюдений за уровнем моря. На озерах опять-таки прежде делали зарубки на бере-

говых скалах (например, зарубки Черского на берегах Байкала), а в настоящее время перешли к наблюдениям с помощью футштоков и мареографов. Отличие состоит в том, что уровень озера вместе с его чашей испытывает переносное тектоническое движение в абсолютной системе отсчета, связанной с уровнем моря, и перемещения, измеренные относительно уровня озера, являются, таким образом, относительными. Это заставляет обращать большее внимание на исследование градиентов перемещений (Верещагин, 1931). Разность уровней на двух водомерных постах, деленная на расстояние между постами, представляет собой средний градиент перемещения по направлению линии, соединяющей посты. При достаточной густоте постов может быть определен полный градиент перемещения, равный наибольшей разности уровней на водомерных постах по берегам озера и направленный по линии, соединяющей посты с наибольшей разностью уровней. Для озер со стоком может быть введено понятие об оси равновесия, соединяющей порог стока с точкой противоположного берега, в которой уровень тот же, что и у порога стока. При неизменности водного баланса уровни на оси равновесия остаются постоянными. Ось равновесия и направление полного градиента перемещения взаимно перпендикулярны.

§ 36. Методы вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с профилем равновесия реки

Анализ наблюдений за уровнями рек как метод измерения тектонических движений. Систематическое понижение уровня реки относительно водомерной рейки может трактоваться как тектоническое поднятие земной коры и связанной с ней водомерной рейки относительно уровня реки, достигшей профиля равновесия. Подробнее об этом говорилось в § 23а. Слабой стороной метода является отсутствие твердых критериев для суждения о том, достигла ли река профиля равновесия.

§ 37. Методы вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с уровнем грунтовых вод

Анализ наблюдений за уровнем грунтовых вод основывается на повторных замерах уровней грунтовых вод в наблюдательных скважинах и колодцах. Как было показано в § 23ж, результаты этих замеров могут быть интерпретированы в виде тектонических перемещений.

§ 38. Методы вертикальных измерений в системе отсчета, связанной с полем земного тяготения

Повторное определение величины силы тяжести, или повторное гравиметрическое нивелирование, предлагалось в качестве метода измерения вертикальной составляющей тектонических движений (см. § 23и).

§ 39. Методы измерения наклонов в системе отсчета, связанной с полем земного тяготения

Повторные определения наклонов отвесов и уровней. Измерив каким-либо методом пространственные перемещения частиц земной поверхности, можно вычислить приращения наклонов поверхности земли. Вместе с тем измерение наклонов может быть произведено самостоятельно при помощи уровней или отвесов. При этом системой отсчета будут служить силовые линии поля земного тяготения.

Производить систематические измерения наклонов в целях изучения тектонических движений предлагал еще в 1875 г. А. П. Орлов. В настоящее время измерение наклонов выдвинулось в самостоятельный метод изучения тектонических движений (Николаев, 1949; Хаин, 1954). Точные (до $0,1''$) измерения на специальных наклономерных станциях показывают, что изменение наклонов земной коры наряду с тектоническими причинами обуславливается суточными и годовыми колебаниями температуры, приливообразующим действием Луны и Солнца, изменениями атмосферного давления, движением лавы и газов (в вулканических областях), а также бурями наклонов, причины которых изучены пока недостаточно (Юркевич, 1958; Бончковский, 1959).

При изучении оползней, сдвижений под влиянием горных разработок, мерзлотных пучений земляного полотна измерения наклонов выполняются простейшими приборами (уровнями, отвесами), связанными с наблюдательными реперами. Такие измерения производятся, чтобы проследить за общим характером движения в промежутках между трудоемкими геодезическими измерениями. Тот же прием можно рекомендовать при наблюдениях почти за всеми видами смещений с преобладанием вертикальной составляющей, а во многих случаях и горизонтальной.

П. К. Соболевским (1938) и И. Д. Андросовым (1939) разрабатывался вопрос о полной замене геодезических работ при изучении оползней и сдвижений под влиянием горных разработок непрерывной регистрацией изменений наклонов самопишущими маятниковыми приборами. Предполагалось, что наблюдениями за изменением наклонов будут определены векторные

поля градиентов перемещений, из которых графическим интегрированием можно будет получать последовательные положения поверхности земли в изолиниях поля высот. Эта математическая операция была бы законной, если бы частицы, с которыми связаны маятники, испытывали только вертикальные перемещения, а их плановое положение не изменялось. Но сдвигения под влиянием горных разработок, а тем более оползневые движения всегда имеют горизонтальную составляющую, исключаящую возможность перехода путем интегрирования от поля градиентов к полю высот.

§ 40. Методы горизонтальных измерений в системе отсчета, связанной с неподвижными звездами

Повторные определения астрономических координат, или повторные определения звездного времени в различных пунктах в один и тот же физический момент времени, позволяют измерить горизонтальную составляющую перемещений частиц земной коры относительно неподвижных звезд (Николаев, 1949; Хаин, 1954). Эта связанная с неподвижными звездами система отсчета является для тектонических движений безусловно абсолютной, что составляет первое преимущество астрономического метода по сравнению с повторными триангуляциями. Другое преимущество состоит в том, что астрономический метод не требует промежуточных пунктов наблюдений при измерении больших расстояний. Слабой стороной этого метода по сравнению с триангуляциями является меньшая точность. Поэтому за промежутки времени, выражающиеся годами и даже десятилетиями, ощутимые результаты можно ожидать лишь при определении астрономических координат пунктов наблюдений, достаточно удаленных друг от друга или движущихся с достаточно большой скоростью. В связи со сказанным естественной областью применения астрономического метода оказалось измерение скорости горизонтальных перемещений материков, например предполагаемого распывания Европы и Америки. Но даже в этом случае астрономический метод пока еще не дал положительных результатов. Видимо, скорость движения материков слишком мала по сравнению с точностью метода и промежутками времени, разделяющими существующие повторные определения астрономических координат.

§ 41. Методы наблюдения за раздельным движением частиц

Наряду с рассмотренными наблюдениями за совместно движущимися частицами существуют методы наблюдения за движением частиц, оторвавшихся от массива и переносимых в водных или воздушных потоках. В § 1 уже отмечалось, что такие

наблюдения не позволяют непосредственно измерять перемещения земной поверхности. Однако они служат вспомогательным приемом при пользовании балансовыми методами в целях определения твердого расхода или путей движения частиц.

Наблюдения за перемещением раздельно движущихся частиц применяются или предлагаются для изучения береговых процессов в морях, озерах и водохранилищах, движения речных наносов, эолового переноса, почвенной эрозии. Маркировка

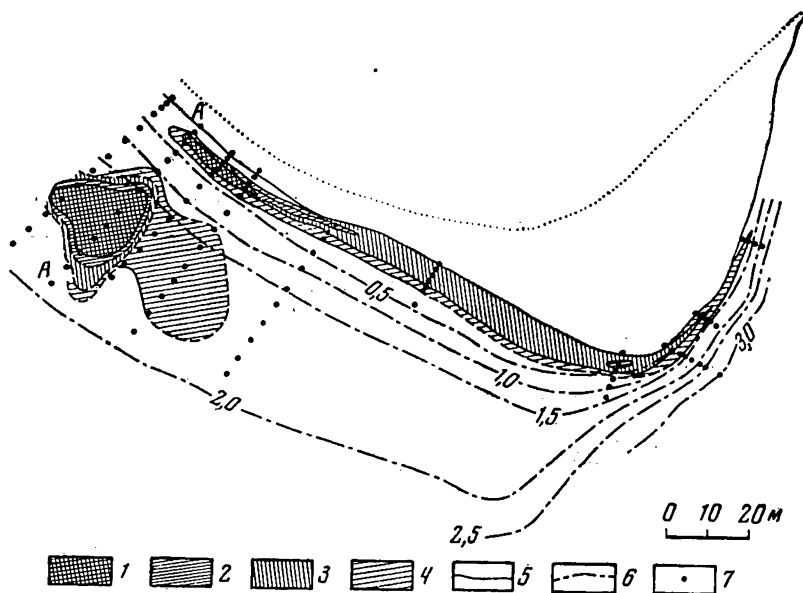


Рис. 64. Распределение активированного песка на подводном склоне и в морском канале через 18 час после выброса.

AA — створ выброса; интенсивность излучения (в $\mu\text{мп/мин}$): 1 — более 400; 2 — от 300 до 400; 3 — от 200 до 300; 4 — от 110 до 200; 5 — береговая линия; 6 — изобаты (м); 7 — точки радиометрических замеров (по Леонтьеву и Афанасьеву, 1959)

частиц производится путем окрашивания песка люминофорами, или покрытия пленкой, содержащей изотопы, или введения флюоресцирующей стеклянной муки, радиоактивного стеклянного или кварцевого песка, фарфоровых шаров, имитирующих гальку. Маркированные частицы по условиям своего движения в потоке должны возможно меньше отличаться от естественных. Повторный отбор проб наносов в различных пунктах и подсчет числа обнаруженных в пробах меченых частиц позволяют установить ареалы рассеяния (рис. 64), дающие статистическое представление о скорости и траекториях движения частиц.

§ 42. Методы пространственных и вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой

а) Повторные топографические планово-высотные съемки рельефа. При их применении используются те же технические приемы, что и при повторных геодезических определениях планово-высотного положения наблюдательных реперов: нивелирование для вертикальных измерений и полигонометрия, засечки и другие приемы — для горизонтальных. Отличие состоит в том, что этими измерениями устанавливается положение не наблюдательных реперов, маркирующих индивидуальные частицы земной поверхности, а положение самих, никак не маркированных частиц поверхности, на которые ставится топографическая рейка. За промежуток времени между повторными съемками одни частицы уносятся, другие отлагаются, да и рейка при каждой повторной съемке в общем случае ставится в разных точках, на разные частицы. Поэтому в результате повторных съемок рельефа оказывается возможным установить лишь последовательность очертаний земной поверхности как таковой в геометрическом смысле. Траектории же индивидуальных частиц поверхности остаются неизвестными.

Поскольку прослеживаемая при помощи топографических съемок смена геометрических форм не предполагает неизменности их вещественного состава, этот метод позволяет измерять замещение земной поверхности, обусловленное уносом и накоплением частиц. Что же касается смещений поверхности, обусловленных совместным движением частиц (тектонические движения, оползни, сдвиги под влиянием горных разработок), то тут повторные топографические съемки уступают повторным определениям положения наблюдательных реперов, как дающим более полную картину движения и обладающим большей точностью. Сравнительно малая точность измерения перемещений при помощи повторных топографических съемок обусловлена тем, что сопоставляемые между собой последовательные положения точек поверхности устанавливаются интерполяцией. Вследствие малой точности этот метод позволяет измерять только достаточно интенсивные перемещения. Вместе с тем изображение поверхности в горизонталях предоставляет широкие возможности для исследования перемещений форм рельефа. В связи со сказанным становится понятным, почему повторные съемки рельефа применяются чаще всего в целях наблюдения за бурно развивающимися экзогенными формами рельефа: оврагами и руслами временных водотоков, карстовыми и суффозионными воронками, золовыми формами, действующими вулканами (Люнгерсгаузен, 1926; Соболев, 1948; Федорович, 1950; Флейшман, 1951;

Максимович, 1956; Родионов, 1958; Спиридонов, 1959; Сетунская, 1960). На ледниках этот метод все более уступает место фотограмметрии, облегчающей работу в трудно доступных районах. Для измерения сравнительно медленных вертикальных перемещений, вызываемых водной и ветровой эрозией почв или осадконакоплением на поймах, повторными съемками пользуются (Соболев, 1948; Макеев, 1950; Hlibowicki, 1955; Орлов и др., 1962), но редко в связи с их невысокой точностью.

В отдельных случаях повторные топографические съемки применяются для наблюдений за смещениями поверхности вследствие движения оползней, каменных потоков, сдвижений под влиянием горных разработок. Наряду с площадными съемками широко распространены линейные, заключающиеся в повторной съемке профилей вдоль одной линии. В общем повторные топографические съемки рельефа являются одним из самых универсальных методов измерения перемещений земной поверхности.

б) Повторное нивелирование рельефа. Имея в виду определение только вертикальных перемещений, достигнуть повышения точности повторных планово-высотных съемок рельефа можно, производя повторное нивелирование одних и тех же точек поверхности, закрепленных реперами. В отличие от повторного нивелирования наблюдательных реперов нивелирная рейка ставится при этом не на головку репера, а на землю рядом с репером, и таким образом определяется положение не маркированной частицы, а фиксированной в плановом отношении точки поверхности. Этим приемом пользуются для измерения скорости почвенной эрозии, развевания и навевания, осадконакопления на морских побережьях, абляции ледников (Мушкетов, 1894; Пальгов, 1956; Байрамов, 1962; Wohlenberg, 1953; Verger, 1955). Особенно часто производится нивелирование поперечников на размываемых берегах морей, водохранилищ, рек (Демокидов и Федоров, 1950; Доманевский, 1953; Саатчян и др., 1954; Качугин, 1959). Однако в этом случае назначение его — лишь фиксация створа, поскольку для берегов важнее горизонтальные перемещения, точность определения которых нивелированием не повышается.

в) Повторные фототеодолитные съемки и аэрофотосъемки рельефа, в отличие от фотограмметрических определений положения наблюдательных реперов, осуществляются без маркировки частиц. Результаты съемок выражаются в виде карт в горизонталях. Эти методы взаимозаменяемы с повторными топографическими планово-высотными съемками рельефа. Фотографические методы получают преимущество, как уже говорилось, при измерении интенсивных перемещений в трудно доступных местах, в частности при изучении движения ледников. Данные фототеодолитных съемок и аэрофотосъемок позволяют определять величину общего понижения поверхности ледника в результате его движения и абляции, изменение его

уклона и площади, перемещения конца ледникового языка (Руководство по гляциологическим работам..., 1960; Haffeli u. Kasser, 1948; Finsterwalder, 1954, 1955). Область применения этих методов съемок рельефа может быть распространена на изучение эрозии, вулканической деятельности и других процессов, лишь бы они протекали с достаточной интенсивностью, отвечающей точности измерений.

Разрабатывается методика аэрофотосъемки подводного рельефа, что позволит наблюдать береговые процессы (Гурьева, 1959; Потапенко, 1959).

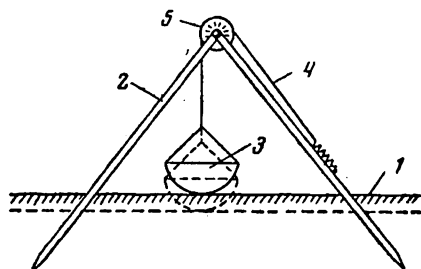


Рис. 65. Схема устройства аблятографа.

1 — поверхность льда; 2 — штатив — опорный репер; 3 — полушарие — наблюдательный репер; 4 — трос; 5 — блок

Пробные съемки показали возможность использования этого метода на глубинах до 30 м при ошибках, по сравнению с батиметрическими съемками, $\pm 0,6-0,7$ м.

Здесь же следует упомянуть повторное фотографирование профилей, например профиля берегового обрыва, производимое из одного и того же пункта в одном и том же направлении (Зенкович, 1956; Вендров, 1959; Качугин, 1959). Позволяя следить за изменением очертаний профиля, этот прием является аналогом повторных топографических съемок поперечников.

Для фиксации очень быстрых перемещений используется киносъемка. Что касается подводного телевидения, то оно представляет собой метод наблюдений, но не измерений.

г) Измерение перемещений при помощи аблятографа (Калесник, 1939; Авсюк, 1948). Аблятограф представляет собой полушарие, сделанное из материала с малой теплопроводностью, окрашенное в белый цвет и обращенное выпуклой стороной вниз (рис. 65). Теоретически оно должно касаться поверхности ледника в одной точке. Полушарие соединено тросом с барабаном, закрепленным либо на коренном берегу, либо на стойках, врытых в лед. Таяние поверхности ледника вызывает опускание полушария, передающееся через трос и барабан записывающему механизму.

§ 43. Методы вертикальных измерений, основанные на наблюдении за перемещениями водной поверхности в системах отсчета, связанных с земной корой

Анализ наблюдений за уровнем реки как метод измерения перемещений земной поверхности основывается на том, что в данной и неизменной геолого-геометрической обстановке река фор-

мирует устойчивый продольный и поперечный профиль, и наполнение ее русла при неизменном расходе остается постоянным. В таком случае систематическое повышение уровня реки свидетельствует о повышении ее дна, понижение уровня — о его понижении. Непосредственным объектом наблюдения является при этом не поверхность земли, а уровень реки, который предполагается перемещающимся вслед за ее ложем. Таким образом, мы сталкиваемся с одним из методов измерения перемещений водной поверхности, повторяющих перемещения земной поверхности.

В действительности расход воды в реке непрерывно меняется. Поэтому необходимо сопоставлять не случайные уровни, а уровни, соответствующие одинаковым фазам режима реки, или даже всю совокупность уровней за год. Следует учитывать также, что геолого-географическая обстановка не остается неизменной. Наполнение русла может изменяться вследствие его зарастания растительностью, изменения формы из-за врезания в породы иного состава и т. д. Это означает, что фактически уровень реки не точно повторяет перемещение ее русла.

а) Анализ кривых связи расходов и уровней реки основывается на использовании всей совокупности уровней за год, графически изображаемой кривой связи расходов и уровней. Совмещенные на одном графике кривые разных лет должны совпадать. Если же они не совпадают и, как, например, на рис. 46, а, систематически смещаются вниз, то такое систематическое понижение уровня реки объясняют ее врезанием (Поляков, 1946; Coldwell, 1957; Bremer, 1959; см. рис. 46, б). Обратный случай — систематическое повышение уровня — объясняют аккумуляцией. При этом допускают, что водомерная рейка и земная кора, с которой она связана, остаются неподвижными и служат системой отсчета движения.

б) Анализ минимальных уровней реки, отвечающих сравнительно слабо изменчивому грунтовому питанию, менее точен и применяется в тех случаях, когда данных для построения кривых связи не достаточно (Поляков, 1946).

в) Анализ максимальных уровней реки еще менее точен, вследствие их большой изменчивости от года к году. Он может дать надежные результаты при длительном сроке наблюдений, как, например, на третьем катаракте Нила, где зарубками отмечены горизонты паводковых вод, наблюдавшиеся 40 столетий назад (Ball, 1903).

Обычно анализ наблюдений за уровнями рек применяется для измерения перемещений в отдельных пунктах. И. В. Попов (1954) использовал этот метод для изучения деформаций продольного профиля реки, нанося на него разновременные кривые свободной поверхности при равных расходах.

г) Анализ соответствующих уровней реки. Ответственными называются уровни на разных гидростворах, от-

вечающие одинаковой фазе режима реки и устанавливаемые путем анализа кривых зависимости уровней от времени. Соответственными могут быть пики ливневых паводков, удерживающиеся в течение длительного времени, высокие горизонты весеннего

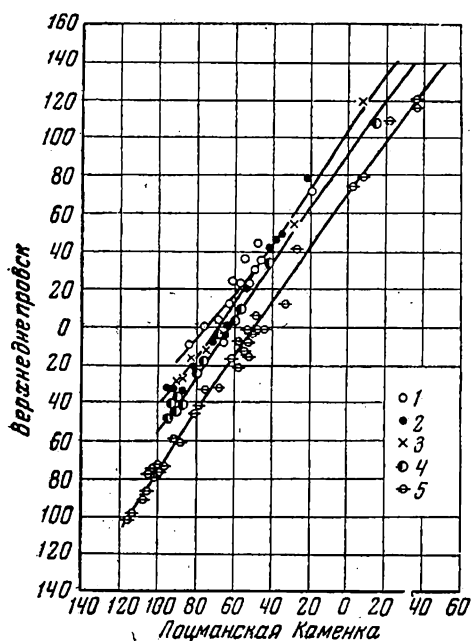


Рис. 66. Кривые соответственных уровней в см. (по Крыжановской, 1953).

1 — 1927, 1928 гг.; 2 — 1929, 1930 гг.; 3 — 1931 г.;
4 — 1942 г.; 5 — 1944 и 1946 гг.

неподвижной, или тот репер, по которому производится поверка водомерной рейки. Анализ соответственных уровней регистрирует перемещения дна реки в результате как размывов и намывов (Поляков, 1946), так и тектонических движений (Козловский, 1952). Возможную ошибку измерений А. Б. Крыжановская (1953) оценивает в ± 10 см.

§ 44. Методы горизонтальных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой

а) Повторные контурные топографические съемки форм рельефа преследуют ограниченную задачу изучения миграции форм рельефа и их деформации в плане. Наблюдения заключаются в производстве повторных определений горизонтального расстояния от опорных реперов до харак-

паводка или, наоборот, низкие горизонты летней или зимней межени. Кривая соответственных уровней двух створов строится в координатной системе, где по каждой из осей откладываются соответственные уровни одного из створов за данный год (рис. 66). При неизменном в среднегодовом разрезе положении дна реки кривые соответственных уровней за ряд лет будут совпадать. Систематическое смещение кривых соответственных уровней вверх или вниз свидетельствует о повышении или понижении дна в одном из створов относительно другого. Системой отсчета при этом являются частицы земной коры, с которыми связана или та из водомерных реек, которая полагается

терных линий форм рельефа. Так, Н. А. Соколовым (1884) для наблюдения за скоростью движения дюны были намечены пять сосен вдоль подветренного склона, отстоящих одна от другой на 10—15 сажен. Первые измерения расстояний от подошвы дюны до основания стволов этих сосен были сделаны 1 июля, вторые — 1 сентября. Оказалось, что за эти два месяца дюна продвинулась вперед по отношению к каждой из сосен на 0,180, 0,310, 0,385, 0,075 и 0,020 м. Такого рода наблюдения рекомендовались «Инструкцией для исследования характера и распространения летучих песков» (1888), изданной Русским географическим обществом. Б. А. Федорович (1950) называет их «установкой многолетних фиксирующих знаков», в отличие от «срочных наблюдений по рейкам». Последний метод заключается в разбивке опорной сети реек, или колышков, и периодических промерах расстояний от них до характерных линий формы. Наибольший размах такие наблюдения получили на Репетекской опытной станции (Дубянский, 1928; Кунин и Петров, 1934; Орлов, 1938; Петров, 1950). Здесь на гребнях барханных цепей выставлялись реечные створы. Три раза в месяц и, кроме того, после песчаных бурь, измерялось расстояние по нормали от рейки до переместившегося гребня цепи, а также азимут нормали. По данным замеров строились графики перемещения гребней барханных цепей (см. рис. 45) и карты с показанием положения гребней на различные даты. Те же рейки использовались одновременно для измерения высотных перемещений поверхности песчаных форм. Но это, строго говоря, уже другой метод, описываемый далее (§ 46а).

Измерения горизонтальных перемещений относительно опорных реперов производятся в целях изучения роста оврагов, конусов выноса, карстовых воронок, перемещений солифлюкционных террас и пляжевых борозд, отступления бровок абразионных, эрозионных и оползневых обрывов, наступания и отступления ледниковых языков (Мушкетов, 1894; Башмаков, 1938; Косов, 1953; Лисичек, 1953; Проничева, 1955; Боч, 1955; Арманд, 1956; Родионов, 1958; Цома, 1958; Качугин, 1959; Guilcher et Bethois, 1957).

К рассматриваемому методу сводится по существу сличение контуров форм рельефа на топографических картах разных лет съемки. При этом речь идет о таких формах рельефа, как обрывы, овраги, карстовые колодцы и воронки, которые наносятся контурными условными знаками. В приложении к оврагам эта методика подробно рассмотрена Д. Л. Армандом (1958). При изучении суффозионных процессов в Североуральском карстовом районе И. В. Рапопорт и Р. Б. Дагаевой, под нашим руководством, сличалось изображение суффозионных воронок на восьми крупномасштабных картах одного и того же участка, составленных по данным геоморфологических и топографических съемок и рекогносцировок, проводившихся в 1941, 1947, 1948, 1951, 1952,

1954, 1955 и 1959 гг. Оказалось возможным проследить за удлинением крупных воронок (размерами 15—20 м), растущих благодаря эрозии. Для более мелких воронок можно было установить лишь дату их появления с точностью промежутка времени между съемками. Для отдельных воронок эта дата уточнялась опросным методом. Таким образом, сличение карт позволяет наряду с развитием единичных форм проследивать последовательное зарождение серийных форм (см. § 14).

Имея карту только на одну дату, новое, изменившееся положение форм рельефа устанавливают измерениями относительно сохранившихся домов, разветвлений дорог и т. п. Таким путем Валентин (Valentin, 1954), пользуясь картой в масштабе 1:10 560 съемки 1852 г., определил в 1952 г. средние за последнее столетие скорости отступления верхней бровки берегового обрыва в Голдернессе (вост. Англия). Точность измерений оказалась ± 3 м.

М. В. Проницева (1955), проводившая исследования эрозионных образований на Средне-Русской возвышенности, сообщает, что на крупномасштабной карте съемки 1939 г. один из оврагов изображен не доходящим до дороги на Задонск. В 1941 г., по словам местных жителей, овраг уже прорезал дорогу. В 1951 г. дорога была смещена более чем на 40 м по сравнению с ее положением в 1941 г. Нетрудно подсчитать скорость удлинения оврага, которая составляет около $\frac{40}{10} = 4$ м/год. Мы привели этот пример потому, что он показывает сходство и различие опросного метода с методами современных измерений. Сходство состоит в том, что в обоих случаях измеряются, по существу, одни и те же величины, в данном случае горизонтальное расстояние от оврага до дороги. Разница заключается в том, что опросный метод основывается не на специальных измерениях, проводимых с научно-техническими целями, а на устных сообщениях о более или менее случайных наблюдениях. Эти наблюдения могут быть как глазомерными, так и инструментальными, но с применением, как правило, простейших измерительных приборов. Устные сообщения обычно касаются перемещений, протекающих с достаточно большой скоростью. Достоверность сведений обычно тем меньше, чем больше времени протекло после события (Емельянова, 1956).

б) Повторные контурные аэросъемки форм рельефа приобрели большое значение при изучении миграции и деформации в плане золовых форм, оврагов, ледниковых языков. Аэрофотосъемки контуров форм рельефа взаимозаменяемы с аналогичными топографическими съемками, но имеют преимущество в быстроте, дешевизне, легкости проникновения на труднодоступные территории. Точность определения по аэрофотоснимкам роста оврагов составляет 0,2—0,4 м (Проницева, 1955; Червяков, 1963), а перемещений барханов — до 1 м (Finkel, 1961).

§ 45. Методы горизонтальных измерений, основанные на наблюдении за перемещениями водной поверхности в системах отсчета, связанных с земной корой

а) Повторные контурные топографические съемки береговых линий водных бассейнов являются одним из самых распространенных методов наблюдений за современными тектоническими движениями, размывом и осадконакоплением на берегах водных бассейнов (Инструкция для исследований морских берегов, 1898; Обручев, 1932; Демочкин и Федоров, 1950). Перемещение с течением времени береговой линии в сторону моря свидетельствует о выдвигании берега вследствие осадконакопления, тектонического поднятия, оползней и т. п. Перемещение береговой линии в сторону берега указывает на размыв или тектоническое опускание. Таким образом, этот метод основывается на наблюдениях за движением водной поверхности, повторяющимися перемещениями земной поверхности. Повторные съемки береговой линии могут производиться специально для наблюдений за перемещениями берега. В других случаях этот метод сводится к сличению карт, выполненных в общегеографических или гидрографических целях. Обилие материалов для таких сравнений объясняется тем, что береговая линия является непременным элементом любой из карт, а ее быстрая изменчивость требует частого возобновления съемок.

Любопытна история первого случая применения этого метода. В 1652 г. Майер включил в свой географический атлас карту, изображавшую о-в Гельголанд в 800, 1300 и 1649 гг. Карта наглядно показывала, как море, размывая берега острова, оставило от него лишь маленький клочок. Карта Майера стала классическим примером, вошедшим в учебники. Только через 300 лет (Jacobi, 1953) было установлено, что она была не более как мистификацией и что на самом деле скорость разрушения берегов о-ва Гельголанд измеряется всего лишь сантиметрами в год.

Другим, опять-таки вошедшим в учебники, но уже достоверным примером является определение скорости линейного и площадного роста дельты Невы на основании сличения старых карт (см. § 12а).

При неизменном уровне водной поверхности перемещения береговой линии действительно в точности повторяют перемещения нулевой горизонтали, происходящие вследствие осадконакопления, размыва или тектонических движений. Но уровень водной поверхности испытывает эвстатические колебания, влекущие за собой перемещения береговой линии, которые не зависят от перемещений самих берегов и имеют величину тем большую, чем меньше уклон побережья. Скорости горизонтальных перемещений поверхности земли порядка 1 м/год (см. § 18в), а скорость

эвстатического поднятия уровня моря — порядка миллиметра в год (Gutenberg, 1941; Cailleux, 1952). Отсюда перемещения береговой линии за счет перемещений земной поверхности и за счет эвстатических колебаний уровня моря будут одного порядка при уклоне побережья, равном $\frac{0,001}{1,0} = 0,01$. При уклоне 0,01, типичном для отмелей берегов (Зенкович, 1962), ошибка от недочета собственных колебаний уровня моря окажется порядка 10% и может уже не приниматься во внимание. Эти подсчеты не распространяются на озера, изменения уровня которых могут происходить, как, например, у Каспия, с гораздо большей скоростью.

б) Повторные контурные топографические съемки урезов рек основываются на тех же соображениях, что и сличение береговых линий водных бассейнов. Сравнивая серию разновременных карт с нанесением урезов реки или совмещая урезы на одном плане (см. рис. 42), следят за размывом и нарастанием речных берегов, миграцией островов, кос, устьев рек. Имея в виду колебания уровня реки, следует в пределах одного года сравнивать урезы, заснятые при одинаковых уровнях, а в многолетнем разрезе — заснятые в межени.

в) Повторные контурные аэрофотосъемки береговых линий водных бассейнов и урезов рек с точки зрения их использования для определения перемещений земной поверхности вполне аналогичны повторным топографическим съемкам тех же объектов. Это позволяет, в частности, сопоставлять контуры береговых линий, полученные путем наземной и воздушной съемки. Точность измерений перемещений берегов водохранилищ с помощью аэрофотосъемки составляет 1—2 м (Зубенко и Третьцов, 1960; Соколов, 1960).

§ 46. Методы измерения в местных системах отсчета ¹

а) Повторные замеры длины свободного конца стержня являются одним из наиболее гибких, точных и широко распространенных методов измерения мощности слоя сноса и осадконакопления. Стержень одним концом забивается в грунт. Другой его конец выступает над поверхностью земли. Разность между повторными замерами длины выступающего конца стержня представляет собой величину осадконакопления, если длина стержня уменьшается (см. рис. 2, а), и величину сноса, если она возрастает (см. рис. 2, б).

Стержни, забитые вертикально, служат для измерения склонового смыва и аккумуляции, размывов и намывов на дне и в

¹ Эта группа методов была выделена и рассмотрена ранее (Девдариани, 1956) под названием «методы непосредственного измерения сноса и осадконакопления».

поймах рек, абразии и осадконакопления в береговой зоне морей и водохранилищ, развевания и навевания песков, осыпания и накопления осыпей, абляции ледников (Гельман, 1891; Зубков, 1934; Киселев, 1958; Сдобников и Половицкий, 1958; Brittelbank, 1900; Hess, 1904; King, 1951; Hempel, 1951; Gerlach, 1957). Забивая стержни горизонтально, измеряют скорость разрушения береговых обрывов морей, рек, водохранилищ (Лисичек, 1953; Петрова-Ясюнас, 1954; Емельянова, 1956; Попов, 1959; Качугин, 1959; Wolman, 1959). Можно, наконец, забивать стержни нормально к поверхности земли, как это делала М. И. Иверонова (1959) при измерении склонового смыва.

При наблюдениях за движением барханов или дюн одни и те же стержневые реперы используются для измерения как вертикальных перемещений, так и миграции гребней (Соколов, 1884; Кунин и Петров, 1934; Федорович, 1950; Добрин, 1959), т. е. метод повторных замеров свободной длины стержней комбинируется с методом повторных контурных топографических съемок форм рельефа (см. § 44а). Следует указать на целесообразность применения замеров длины стержней для измерения интенсивности выщелачивания поверхности карстующихся пород как под открытым небом, так и в подземных карстовых ходах.

Говоря о стержнях, мы пользуемся термином В. В. Логинова и О. К. Леонтьева (1951), впервые выделивших самостоятельный «метод стержней». Другие авторы говорят о штырях, стойках, прутьях, шпильках, вешках, рейках, свайках, колышках.

Сведения о точности замеров для измерений абляции и склонового смыва разноречивы. Одни авторы называют цифры 0,5—1 мм (Бальян и Раменский, 1954), другие 1—2 см (Пальгов, 1958; Иверонова, 1959; Коновалов, 1963).

Замеры обычно производятся от верха стержня или от какой-либо метки на нем до поверхности земли. Однако на самом деле опорная точка лежит в породе, в которую забит стержень. Можно даже вести замеры от нижнего конца стержня, заранее разметив его перед забивкой (Пальгов, 1959). Но и нижний конец не является истинной опорной точкой. Действительно, связь между стержнем и породой осуществляется посредством трения по поверхности стержня. Частицы грунта на различной глубине испытывают неодинаковые перемещения вследствие изменений температуры и влажности, промерзания и пр. Это вносит неопределенность в положение опорной точки, практически выражающуюся в возможности выпирания стержня и сказывающуюся тем слабее, чем глубже он забит (Бальян и Раменский, 1954; Успенский, 1955). Если он забит достаточно глубоко, то усадка или набухание поверхностного слоя не вызовут выпирания стержня, сопровождаясь, однако, изменением его свободной длины. Отсюда следует, что повторные замеры свободной длины стержней могут быть ис-

пользованы для наблюдения за усадкой или набуханием поверхностного слоя; при этом необходимо учитывать накладывающееся влияние сноса или осадконакопления (Чуринов, 1956).

Далее, надо иметь в виду, что стержни нарушают течение естественного процесса поблизости от себя, как раз там, где производятся замеры. Поэтому замеры иногда ведут от рейки, уложенной на стержни (Леваднюк, 1958), или от шнура, протянутого между ними (Sartz, 1953). Наконец, стержни могут оказаться поврежденными внешними воздействиями, особенно если они забиты в рыхлый грунт. В условиях, когда указанные недостатки приобретают существенное значение, приходится переходить к описанным ниже более трудоемким методам измерения относительно искусственных маркирующих горизонтов.

Повторные замеры длины окрашенного стержня предложены А. В. Живаго и В. В. Патрикеевым (1949) для регистрации изменений рельефа морского дна при штормах. Этот метод позволяет, кроме двух, замеряемых до и после шторма, положений поверхности, определять еще третье — в момент шторма — по длине участка стержня, на котором краска оказалась стертой движением наносов.

Сближение опорной и наблюдательной точек, которое достигается применением стержней, повышает точность наблюдений. Слабой стороной метода является то, что каждая наблюдательная точка должна быть снабжена опорным репером, тогда как при топографических и батиметрических съемках один опорный репер обслуживает, как правило, несколько наблюдательных точек.

б) Измерение перемещений относительно искусственных маркирующих горизонтов, получивших образное название «геохронологические реперы», впервые было предложено Б. А. Аполловым (1924) для измерения скорости речной и морской аккумуляции. На дно рассыпается тонким слоем порошок тяжелой руды или сурика, металлические опилки, окрашенный песок, известь. Поверх этого маркирующего горизонта продолжается осадконакопление. Мощность накопившегося слоя определяется в колонках грунта, выбуриваемых через определенные промежутки времени. В случае опасности размывов насыпного слоя маркирующий горизонт создается укладыванием на дно металлических листов (Кленова, 1951; Лисичек, 1953; Попов, 1961). Искусственные маркирующие горизонты широко применяются для измерения аккумуляции на морских побережьях и в водохранилищах (Кальянов, 1938; Кусков, 1951; Шамов, 1954; Nielsen, 1935; Steers, 1948; Guilcher, 1953; Verger, 1955). Для измерения скорости эоловой аккумуляции маркирующий горизонт создается разбрызгиванием воднобитумной эмульсии по поверхности песка (Федорович, 1950; Благовещенский, 1957).

Вместо маркирующего горизонта могут быть использованы ловушки. Так, атмосферную пыль, оседающую на поверхности ледника, М. А. Глазовская (1950) собирала на предметных стеклах, а пыль, приносимую в Каспийское море из пустынь Средней Азии, Б. А. Аполлов (1927) собирал в ванночке, установленной на шаланде. Последний прием предлагался для измерения степени участия эоловой пыли в речной аккумуляции (Прыткова, 1959).

в) Измерение перемещений относительно защитных покрытий применяется для установления скорости таяния ледника, растворения карстующихся пород, размыва дна водоемов (Калесник, 1939; Авсюк, 1948; Макеев, 1950; Фаддеева, 1954; Heim, 1885). С этой целью одна часть опытной площадки покрывается защитным покрытием, другая, оставаясь открытой, подвергается действию изучаемого процесса. Через определенные промежутки времени замеряется понижение открытой части относительно покрытия. На ледниках образуются естественные ледниковые столы, изменение высоты которых может быть прослежено путем повторных фототеодолитных съемок (Pillewizer, 1938). Своеобразным защитным покрытием служат стеклянные колпачки, расставляемые в целях определения скорости почвенной эрозии (Gleason, 1954). Защитные покрытия могут быть применены для измерения интенсивности эолового развевания и речной эрозии.

г) Измерение перемещений относительно закопанных пластин предлагалось для определения скорости осадконакопления и размыва на морских побережьях и на дне рек, скорости развевания и навевания песков (Кальянов, 1938; Федорович, 1950; Попов, 1961). Повторные определения увеличивающейся при осадконакоплении или уменьшающейся вследствие сноса мощности слоя поверх пластины производятся путем зондирования. Помимо указанных областей применения, этот метод может служить для измерения размыва в реках и на морских побережьях, речной и эоловой аккумуляции. Для измерения размыва или развевания этот метод должен применяться только в несвязных породах, структура которых существенно не нарушается при закапывании пластин.

д) Повторные замеры глубины шпуров применяются для измерения скорости абляции и ледникового выпахивания (Heim, 1885; Hess, 1904, 1930; Klebelsberg, 1948; Morawetz, 1949). В последнем случае шпур выбуривается в ложе ледника во время его отступления. После наступания и вторичного отступления ледника замеряется глубина уцелевшей части шпура. Этот же метод был запатентован В. В. Патрикеевым (1960) для измерения скорости абразии и вообще может быть использован во всех случаях измерения сравнительно медленного разрушения поверхности, сложенной скальными или полускальными порода-

ми. При этом причинами разрушения могут быть осыпание, склоновый смыв, речная эрозия, растворение как на поверхности, так и в карстовых пустотах и галереях.

Вместо шпуров могут фигурировать колодцы. Так, А. М. Кривенков (1962) определил скорость выдувания песчано-глинистых отложений на о-ве Челекен, воспользовавшись данными о глубине нефтяных колодцев, замеренной в 1836 г., а затем в 1906 г.; скорость оказалась порядка 30—40 мм в год.

е) Повторное разбуривание под сооружением, производящееся для тех или иных технических целей, позволяет определить местные понижения поверхности грунта в пределах основания сооружения вследствие, например, выщелачивания известняков или оседания песков под влиянием динамических нагрузок (Frink, 1946; Jähde, 1953). Подошва фундамента служит при этом своего рода маркирующим горизонтом.

§ 47. Методы пространственных и вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с уровнями водных бассейнов

а) Повторные батиметрические съемки дна водных бассейнов. В литературе часто приводится пример опусканий дна залива Сагами в Японии после землетрясения 1923 г. Сравнение батиметрических съемок, выполненных до и после землетрясения, показывает, что величина опусканий достигает десятков метров. Столь большие цифры Шипард (Shepard, 1933) склонен объяснять в значительной мере несовпадением планового положения промерных точек. Таким образом, он допускает возможность ошибок порядка десятков метров. Н. И. Николаев (1949) указывает гораздо меньшую предельную ошибку — порядка 1 м, а Рувиль (Rouville, 1946) — порядка всего нескольких дециметров. Таким образом, при небольших глубинах и сравнительно длительных перерывах между съемками удастся уловить не только крупные перемещения, сопровождающие землетрясения, но и небольшие изменения вследствие подводного размыва или осадконакопления в морях (рис. 67). При наличии достаточно густой сети точек промеров случайные ошибки (возникающие вследствие несовпадения точек, неодинакового погружения в грунт измерительного прибора, различий в уровнях воды) устраняются осреднением глубин для группы промерных точек (Визе, 1927; Shepard, 1953).

В настоящее время при батиметрических съемках широко применяются промеры глубин с помощью эхолотирования и определение плановых координат посредством радиометодов (Вендров и др., 1957).

Изменения глубин водного бассейна, измеренные относительно его зеркала, представляют сумму трех слагаемых: 1) тектонических движений дна; 2) перемещений дна вследствие осад-

конакопления и размыва, 3) собственных перемещений уровня бассейна. Для разделения этих слагаемых приходится привлекать другие методы измерения. Так, Б. А. Аполлов и В. В. Валединский (1928) в целях изучения нарастания подводной части дельты Волги произвели сравнение батиметрических съемок

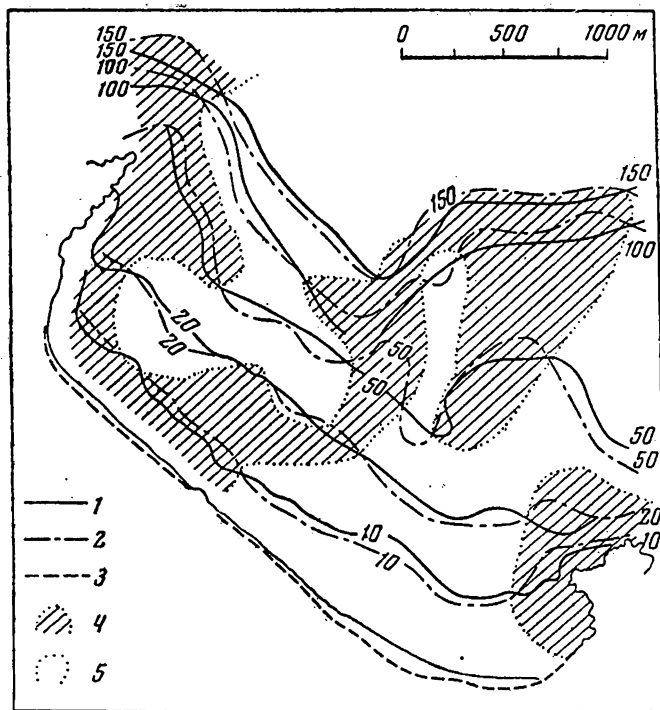


Рис. 67. Изменение рельефа дна бухты Таормино в Алжире, по данным повторных батиметрических съемок.

1 — изобаты и берег в 1901 г.; 2 — изобаты в 1888 г.; 3 — берег в 1888 г.; 4 — участки углубившегося дна; 5 — участки обмелевшего дна (по Арриго из В. П. Зенковича, 1946)

1872 и 1925 гг. Чтобы исключить собственные колебания уровня Каспийского моря-озера, обе карты были приведены к уровню океана, т. е. был совершен переход от относительной системы отсчета к абсолютной. Далее были вычислены средние глубины подводной части дельты путем деления объемов воды над ней на ее площадь. Средняя глубина в 1872 г. была $\frac{22,54}{6,79} = 3,33$ м, а в 1925 г. $\frac{19,86}{6,79} = 2,93$ м. Уменьшение средней глубины, или среднее повышение дна, составляет $3,33 - 2,93 = 0,4$ м. Для вы-

деления из этих 0,4 м тектонической составляющей были использованы данные о твердом стоке Волги, т. е. применен балансовый метод. Сток наносов Волги в устье был принят $0,013 \text{ км}^3$ в год. Если допустить даже, что все наносы отлагаются в пределах подводной части дельты, то среднее ее повышение благодаря осадконакоплению за 53 года составит $\frac{0,13 \cdot 53}{6,79} = 0,3 \text{ м}$. Таким образом, из общего повышения дна на 0,4 м по крайней мере 0,1 м приходится на тектоническое поднятие. Другие примеры разложения перемещений читатель найдет ниже.

На побережьях повторные промеры глубин ведутся обычно в створах (Демокидов и Федоров, 1950; Саатчян и др., 1954; Качугин, 1959; Manuel, 1939). Створы располагают по нормальям к береговой линии. Одновременно с замером глубин производятся замеры уровней на водомерных постах. Тем самым все промеры приводятся к одному уровню и осуществляется переход от используемой в процессе наблюдений системы отсчета, связанной с уровнем бассейна, к системе отсчета, связанной с частицами земной коры на водомерном посту. Ввиду близости водомерного поста и точек промера можно считать, что они испытывают одинаковые тектонические движения, которые исключаются вместе с колебаниями уровня моря. Благодаря этому повторные батиметрические съемки на побережьях становятся методом измерения экзогенных процессов: размыва и осадконакопления, перемещений подводных валов, подводных оползневых смещений.

§ 48. Методы пространственных измерений в системах отсчета, связанных с уровнями рек

Повторные батиметрические съемки на реках (Доманевский, 1953; Попов, 1954; Вендров и др., 1957) заключаются в измерении глубин относительно горизонта воды, служащего системой отсчета. Измеренные глубины приводятся затем к единому горизонту, называемому проектным уровнем и опирающемуся на водомерные рейки. Тем самым в процессе обработки результатов измерений производится переход к системе отсчета, связанной с земной корой.

Вследствие несовпадения точек разновременных промеров ошибка измерений составляет 10—15% от глубины. В целях повышения точности промеры рекомендуется производить по одним и тем же створам. Чаще всего промеры глубин производятся по поперечникам, но для определения скорости перемещений побочной, перекастов или песчаных волн они ведутся по продольникам, для выяснения скорости роста косы промерный створ располагают вдоль ее оси и т. п. Точность определения вертикальных перемещений повышают еще более, производя

промеры в одних и тех же плановых точках. На основании данных промеров по сети поперечников и продольников строят карты рельефа дна в изобатах или изогипсах¹. Сопоставление этих карт позволяет проследить за миграцией и деформацией русловых форм рельефа, за горизонтальными перемещениями изобат или изогипс, или осадконакоплением на дне и т. д. Приемы кинематической обработки данных повторных батиметрических съемок на реках наиболее полно изложены В. В. Федоровым (1940).

БАЛАНСОВЫЕ МЕТОДЫ ТЕКУЩИХ ИЗМЕРЕНИЙ

§ 49. Методы, основанные на измерении переноса вещества вдоль поверхности Земли

а) Анализ замеров минерального стока реки. Систематические многолетние определения в реках расхода донных наносов, мутности и содержания растворенных веществ, производящиеся на обширной сети гидрометрических станций, представляют собой готовый фактический материал, который следует лишь подвергнуть соответствующей обработке, чтобы определить скорость сноса или осадконакопления. Как это делается, рассмотрим на примере произведенного Е. В. Шанцером (1951) определения скорости осадконакопления в пойме Волги между Куйбышевым и Камышиным. Согласно замерам в гидрометрическом створе у Куйбышева, на рассматриваемый участок в течение года поступает $G_n = 35$ млн. т взвешенных наносов. Количество наносов, выходящих с данного участка у Камышина, составляет $G_p = 18$ млн. т. Превышение прихода над расходом

$$\Delta G = G_n - G_p \quad (112)^2$$

равно $35 - 18 = 17$ млн. т в год. Это количество материала остается на площади днища долины между створами, равной $F = 4800$ км². Количество материала, приходящегося в среднем на 1 м², составляет

$$\Delta g = \frac{G_n - G_p}{F \cdot 10^6} \quad (113)$$

и в данном примере равно $\Delta g = \frac{17\,000\,000}{4\,800\,000\,000} = 0,00354$ т/м² в год.

Разделив весовое количество осадка на его объемный вес γ , получим количество объемных единиц осадка, приходящееся на

¹ К изображению рельефа дна в изогипсах прибегают при крутом падении реки (более 0,5 м на 1 км), когда водная поверхность настолько отличается от горизонтальной плоскости, что изобаты не позволяют точно судить о конфигурации рельефа дна реки.

² Уравнения (112) и (113) в других обозначениях использовались Т. Л. Проскуряковой (1955).

квадратную единицу площади, т. е. мощность слоя отложившегося материала

$$\Delta H = \frac{\Delta g}{\gamma} = \frac{G_n - G_p}{\gamma \cdot F \cdot 10^6}. \quad (114)$$

Обычно определяется вертикальная мощность слоя путем деления объема наносов на площадь F горизонтальной проекции области аккумуляции или сноса. Если же объем наносов разделить на площадь поверхности с учетом ее неровностей, то получим нормальную мощность слоя.

В данном примере речь идет о годовом приходе и расходе. При этом толщину слоя можно рассматривать как скорость осадконакопления v . В более общем случае, когда измерения твердого стока охватывают промежуток времени Δt , не равный единице времени (в нашем случае — году), входящей в единицу скорости, скорость определится как

$$v = \frac{\Delta H}{\Delta t} = \frac{G_n - G_p}{\gamma F \Delta t \cdot 10^6}. \quad (115)$$

В рассматриваемом примере, принимая вслед за Е. В. Шанцером объемный вес осадка $\gamma = 1,6 \text{ т/м}^3$, получаем, согласно выражению (115), $v = \frac{1000 \times 0,00354}{1,6 \times 1} \approx 2 \text{ мм/год}$.

Если бы оказалось, что количество материала, выходящее с данного участка, больше поступающего на него, т. е. $G_n > G_p$, то те же самые уравнения имели бы отрицательное решение, указывая размеры сноса.

Уравнение (115) представляет собой написанное в конечной форме уравнение баланса наносов, употребляемое в гидрологии. Количество наносов G_n , поступающее на рассматриваемый участок, является приходом, а количество наносов G_p , выходящее с данного участка, — расходом. Разность между ними ΔG представляет собой сальдо баланса.

Уравнение баланса фактически используется также и во многих других методах измерения (главным образом сноса и осадконакопления), которые могут быть объединены под общим названием балансовых. Обособление группы балансовых методов измерения скорости морского осадконакопления намечается у С. В. Бруевича (1949а), Свердрупа (Sverdrup a. otr, 1949), И. К. Авилова (1951).

Метод балансов применим и тогда, когда измерение твердого стока реки произведено только в одном створе. При этом измеренную величину можно расценивать двояко: либо как приход баланса для лежащей ниже части бассейна реки, либо как расход для лежащей выше части.

Рассмотрим первую из этих возможностей на примере, занимая его у Б. А. Федоровича (1950а). Среднегодовое количество наносов, выносимых в дельту Мургаба, составляет 2 420 000 м³. Если предположить, что это количество наносов отлагалось бы равномерно по всей дельте площадью 2500 км², то за 1000 лет наносы Мургаба повысили бы уровень дельты на 1 м, т. е. скорость осадконакопления составила бы 1 мм в год. Приход твердого стока G был замерен у места вступления реки в область аккумуляции. Далее было сделано предположение, что расход наносов из области аккумуляции отсутствует, $G_p = 0$, и наносы распределяются слоем равной толщины по всей площади области аккумуляции F_a . Производя соответствующие подстановки в

$$\text{уравнение (115), получаем } v = \frac{G_n}{\gamma F_a \Delta t}. \quad (116)$$

Поскольку G_n вещественно положительно, скорость в этом случае может быть только положительной, $v > 0$, представляя собой скорость осадконакопления. Применение этого метода требует определенности области аккумуляции. Первыми были попытки применить его для измерения скорости осадконакопления в Мировом океане по величине суммарного стока всех рек. Такие расчеты мы находим уже у Гоффа (Hoff, 1822), ссылающегося на еще более ранних авторов. Как выяснилось впоследствии, твердый сток рек оседает почти целиком в пределах шельфа. Скорость же осадконакопления в Мировом океане может быть измерена по величине стока растворенных веществ. Условие ограниченности области накопления твердого стока рек и, следовательно, возможность применения балансового метода в той или иной мере обеспечиваются и для озер, водохранилищ, континентальных дельт, межгорных впадин. В дельтах балансовым методом измеряют не только скорость повышения поверхности, но и скорость выдвигания морского края (§ 28).

Представим теперь величину минерального стока реки как расход G_p баланса лежащей выше части бассейна площадью F_c , на которой происходит снос, а поступление материала отсутствует, $G_n = 0$. Уравнение (115) принимает вид:

$$v = - \frac{G_p}{\gamma F_c \Delta t}. \quad (117)$$

Поскольку G_p вещественно положительно, скорость может быть только отрицательной, $v < 0$, представляя собой скорость сноса.

Применение этого метода целесообразно для всей суши, когда он является единственным приемом численной оценки денудационной деятельности в целом, и для очень малых бассейнов, условия которых достаточно однородны. Что касается

бассейнов рек, особенно горных, пересекающих различные климатические зоны, то для них осредненная величина сноса, получаемая балансовым методом, мало показательна (Ивернова, 1951). Отметим, что Гессом (Hess, 1909) делались попытки учесть дедуктивным путем неравномерность сноса в бассейне горной реки в зависимости от количества атмосферных осадков, геологического строения, крутизны склонов и т. д. По нашему мнению, этот путь принципиально неверен, поскольку у рек, достигших профиля равновесия (а к таким относится большая часть рек), скорость эрозии подчиняется линейному закону убывания от верховий к устью, а геологическим строением или атмосферными осадками определяется относительная величина уклонов (Девдариани, 1961).

В большинстве случаев учитывается только твердый сток; для равнинных рек часто пренебрегают даже влекомыми по дну наносами. Однако в некоторых условиях на низменностях сток растворенных веществ может значительно превышать твердый сток. Так, для Прикаспийской низменности химическая денудация составляет 0,014 мм в год, тогда как механическая — всего 0,004 мм в год (Сотников, 1953).

б) Анализ замеров стока растворенных веществ в реках как метод измерения скорости карстообразования. Н. В. Родионов (1949, 1958) предложил характеризовать скорость развития карста процентным отношением объема растворенной породы ω , выносимой подземными водами из карстовой области за определенный промежуток времени, к общему объему карстующихся пород Ω . Это отношение $A = \frac{\omega}{\Omega} 100\%$ Н. В. Родионов называет показателем ак-

тивности карстового процесса. Г. Г. Скворцов (1955) применил тот же метод для определения скорости карстообразования в гипсах. Корбель (Corbel, 1959), также обратившийся к балансовому методу измерения скорости карстообразования, принимает в качестве единицы измерения скорости мм/тыс. лет, или м³/год на 1 км². Впрочем, он оговаривает условность этих единиц в качестве показателя развития карста в массиве.

в) Метод стоковых площадок широко распространен в почвоведении в связи с изучением эрозии почв (Харитонов, 1940; Соболев, 1948; Руководство стоковыми станциями, 1954; Kohnke a. Drebellis, 1939). Стоковые площадки вытянуты по падению склона, с боков обваловываются, а с верховой стороны — либо также обваловываются, либо доводятся до водораздела. В низовой части помещается устройство для захвата наносов и взятия проб воды на мутность и на содержание растворенных веществ.

г) Улавливание скатывающихся частиц в целях измерения скорости осыпания производится с помощью дамбы;

устраиваемой в верховье желоба осыпи (Иверонова, 1953; Лисичек, 1956). Зная вес G_p материала, задержанного дамбой за данный промежуток времени Δt , объемный вес породы γ и площадь F_c поверхности скального массива, с которого происходит осыпание, подсчитывают скорость осыпания по формуле (117). Скорость отступания береговых скал на Шпицбергене определялась Яном (Jahn, 1961), исходя из количества обломочного материала, накапливавшегося на снежных пятнах у подножия скал.

д) Определение объема твердого материала в срединной морене в целях измерения скорости ледникового выпадения было предложено Гессом (Hess, 1904). Скорость подсчитывается путем деления объема вытаявающей морены на площадь ложа ледника. Пользуясь этим методом, С. А. Евтев (1959) подсчитал среднюю скорость понижения Антарктиды, составившую 0,05 мм/год.

ж) Определение объема твердого материала в снежных лавинах после его вытаявания послужило М. И. Ивероновой (1961) для установления величины сноса за счет лавин, оказавшейся равной 0,06—0,24 мм в год.

и) Анализ замеров расхода талых вод ледника как метод измерения абляции дает величину понижения поверхности ледника как вследствие поверхностного, так и подледникового стаявания (Спенглер, 1936; Коновалов, 1963). Однако эта величина является осредненной и несколько заниженной вследствие аккумуляции и испарения воды в конечной морене.

к) Анализ расхода вдольберегового потока наносов используется для определения размеров выдвигания берега моря у оградительных сооружений портов. Применение этого метода затрудняется слабой разработанностью методики определения расхода вдольберегового потока наносов.

СУБСТАНЦИАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ ПОСЛЕДУЮЩИХ ИЗМЕРЕНИЙ

§ 50. Методы пространственных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой

а) Анализ разрывов является одним из самых надежных методов установления прошлых смещений масс горных пород и земной поверхности, обусловленных как тектоническими движениями, так и оползнями, просадками, сдвигами под влиянием горных разработок и другими экзогенными процессами.

При разрывах геологических тел смещение крыльев пласта, однородного по составу, мощности и условиям залегания,

могло, вообще говоря, произойти, как это показано на рис. 68, в любом направлении. Чтобы определить истинный вектор смещения, можно прежде всего обратиться к признакам, указывающим его направление: зеркалам и бороздам скольжения, ориентировке кристаллов или поверхностей скалывания (Кушнарев, 1960). Определив на основании этих признаков направление вектора смещения, можно измерить его абсолютную величину по расстоянию между разорванными частями пласта в данном направлении.

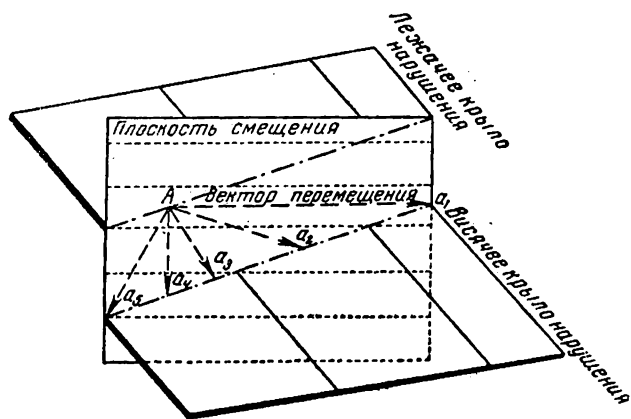


Рис. 68. Схема разрыва пласта.

$Aa_1, Aa_2, Aa_3...$ — возможные векторы перемещения частицы A
(по Трофимову, 1916)

Другой способ заключается в установлении прежнего единства частиц пласта, оказавшихся в настоящее время по разные стороны разрыва. В простейшем случае это может быть разорванная конкреция или галька в конгломерате с характерными очертаниями или составом. Расстояние между разорванными частями конкреции или гальки будет представлять собой истинный вектор перемещения по разрыву. В более сложном случае разорванным может быть древнее погребенное русло реки (рис. 69). Менее четкими, но более распространенными маркирующими признаками являются изменения мощности и физико-химических свойств, фациальные замещения внутри пласта, если эти признаки не обусловлены самим разрывом. А. А. Трофимов (1956) предлагает выражать такого рода изменения в изолиниях, сопоставление которых позволит определить вектор перемещения. Однако и в этом случае для тектонических разрывов устанавливается лишь относительное перемещение одного крыла по отношению к другому. Что же касается экзогенных разрывов, то тут геолого-геоморфологический анализ позволяет,

как правило, выявить оставшуюся неподвижной и сместившуюся части массива.

Производились попытки оценить скорость смещения по разрыву. Так, Бауен (Bowen, 1954) обнаружил в Новозеландских Альпах ледниковые отложения, на которые надвинуты более древние сланцы. Вертикальное смещение составляет примерно 300 м. Если полагать, что движение продолжалось непрерывно со времени образования ледниковых отложений, возраст кото-

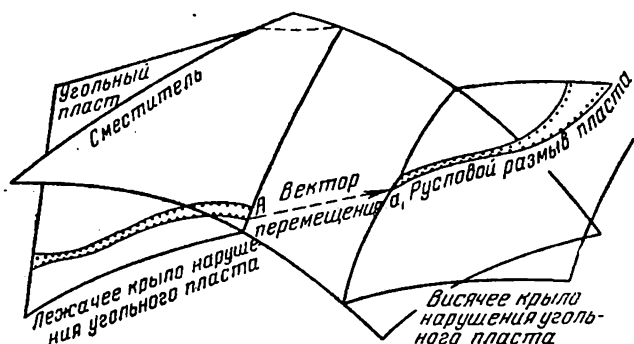


Рис. 69. Определение вектора перемещения Aa_1 разорванного пласта на основании признаков руслового размыва, зафиксированных в обоих крыльях пласта (по Трофимову, 1956)

рых оценивается в 100 000 лет, то скорость смещения составит не менее 3 мм в год. Исходя из той же весьма условной предпосылки о равномерности движений со времени возникновения разрыва, М. Г. Агабеков и А. В. Мамедов (1961) подсчитывают среднюю скорость надвига сарматских отложений на апшеронские в западном Азербайджане, а Г. В. Веллман (1957) — средние скорости смещений по сдвигам в Новой Зеландии.

Длительное развитие сбросов считается доказанным в тех случаях, когда оно сопровождалось осадконакоплением и расстоянием между одноименными пластами в обоих крыльях сброса неодинаковые.

Анализ разрывов форм рельефа в целях измерения тектонических движений производится чаще всего на речных террасах. Так, Г. В. Веллман (1957) пишет, что там, где серия террас пересекается сдвигом, появляется возможность определить горизонтальную и вертикальную составляющую смещения каждой террасы, измеряя расстояния между оборванными краями террас, некогда составлявшими единое целое.

В практике инженерно-геологических исследований широко используются определения величины смещения оползневых бло-

ков по высоте оползневых уступов и определение величины про-
садов по высоте террас проседания.

Анализ разрывов сооружений принадлежит к числу инже-
нерно-геологических методов измерения перемещений земной по-
верхности. Эти методы основываются на наблюдении за усло-
виями работы сооружений и, в частности, за их деформациями.

До последнего времени инже-
нерно-геологические методы
существовали скорее как ра-
бочие приемы и лишь не так
давно стали получать научное
обоснование (Коломенский и
Дроздов, 1956).

Геометричность конструк-
тивных элементов сооружений
позволяет легко находить в
разорванных частях точки, сов-
падавшие до разрыва, и опре-
делять по ним истинную вели-
чину перемещения. Однако, ис-
пользуя разрывы сооружений
для измерения перемещений
грунта в их основании, следует
иметь в виду возможность от-
ставания подошвы сооружения
от смещающейся поверхности
грунта.

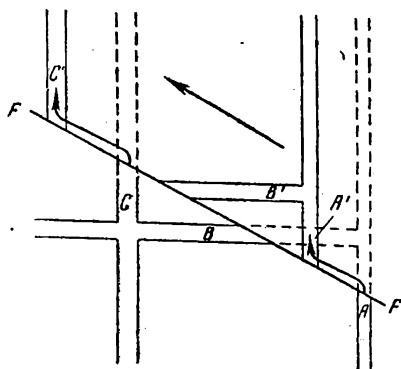


Рис. 70. Определение величины пере-
мещения по сдвигу при землетрясе-
нии по разорванным дорогам.

A, B, C — дороги до землетрясения; A',
B', C' — после землетрясения; F—F —
трещина сдвига (по Мухометовым, 1935)

В перечнях наблюдений за последствиями землетрясений во
всех учебниках упоминаются разрывы линейных сооружений:
труб, заборов, дорог (рис. 70), позволяющие измерить как вер-
тикальную, так и горизонтальную составляющие перемещения.
Кох (Koch, 1933) определял скорость горизонтальной состав-
ляющей смещения по активному сбросу, разрывающему стволы
буровых скважин на нефтяных промыслах Буэна-Виста (Кали-
форния). Горизонтальная проекция смещения при разрыве сква-
жины определяется как разность внутреннего диаметра обсад-
ки D и диаметра d той трубы, которая в настоящее время еще
может быть спущена в скважину. Длительность перемещения
 Δt устанавливается, исходя из даты заложения скважины. Го-
ризонтальная проекция скорости равна $\frac{D-d}{\Delta t}$. Скорость смеще-
ния по падению сброса, угол которого равен β , составляет

$$v = \frac{D-d}{\Delta t \cos \beta}. \quad (118)$$

Подсчитанные таким способом скорости составляют от 23
до 68 мм в год.

б) Анализ изгибаний. Еще А. Геймом была сделана попытка установить размеры сокращения ширины пластов складчатой зоны Альп под действием тангенциальных усилий во время складкообразования. Такого же рода подсчеты неоднократно повторялись впоследствии. В. Е. Хаин (1954) установил, что для меловых и палеогеновых отложений южного склона Большого Кавказа коэффициент, выражающий отношение длины изогнутых слоев к современной ширине складчатой зоны, равен 3,5—4,0. При этом В. Е. Хаин считает, что эта величина отражает сокращение не только вследствие тангенциального перемещения, но и вследствие уменьшения мощности слоев в процессе складкообразования. Кайё (Cailleux, 1957) пришел к очень дискуссионному выводу, что относительное сокращение складчатых зон за всю историю Земли равно 3 и, следовательно, материка, занимающие сейчас 35% поверхности Земли, первоначально занимали ее целиком.

В ходе анализа сокращения ширины складчатых зон возникает неопределенность в отношении того, в какую сторону следует смещать расправляемые складки и отодвигать соседние жесткие массивы. Это та же неопределенность, что и возникающая при обработке результатов повторных триангуляций (см. § 31ж), и она обусловлена отсчетом движений относительно самой земной коры.

А. П. Капица (1958) применил аналогичный метод для определения скорости выводных ледников Антарктиды. Он обратил внимание на гофрировку припая, зажатого между ледником и сидящими на мели айсбергами. Гофрировка имеет вид волн длиной $l=20$ м и высотой $h=1,5-2$ м. Если принять, что ледяные волны обладают синусоидальными очертаниями, то длина их по поверхности льда составит $L=l+\frac{\pi^2 h^2}{4l}$. Если число волн обозначить через n , то величина nL будет представлять собой первоначальную ширину припая, до того как он был деформирован надвигающимся ледником, а nl — ширину припая после надвигания.

Разность между ними $nL - nl = \frac{\pi^2 h^2}{4l} n$ выражает перемещение ледника за время Δt , протекшее со времени образования припая. Отсюда скорость выводного ледника составит

$$v = \frac{\pi^2 h^2 n}{4l \Delta t}. \quad (119)$$

Вычисленная А. П. Капицей скорость оказалась равной 500 м/год. Для контроля он воспользовался данными повторных аэрофотосъемок, согласно которым $v=600$ м в год. Таким образом, рассматриваемый метод дает ошибку порядка 20%, в зна-

чительной мере обусловленную пластическими и разрывными деформациями припая.

В приведенных примерах анализ изгибаний служил для измерения горизонтальных перемещений. Однако, вообще говоря, он является методом пространственных измерений, как это можно показать на следующем примере. Наряду с упомянутыми наблюдениями за разрывами трубопроводов вследствие движений по сбросам, Кох (Koch, 1933) наблюдал за искривлением трубопроводов, пересекающих линию сброса. Обозначим: Δl — укорочение изогнутого участка трубы, представляющее разность ее современной длины, измеренной по кривой, и первоначальной длины, измеренной по хорде; α — первоначальный угол наклона трубопровода; β — угол падения сброса; γ — угол, образуемый направлением трубопровода с направлением падения сброса; Δt — время, прошедшее после прокладки трубопровода. Получим для скорости смещения по сбросу выражение

$$v = \frac{\Delta l}{\Delta t \cos(\alpha + \beta) \cos \gamma}. \quad (120)$$

§ 51. Методы горизонтальных измерений

Анализ перекрывания более молодых пород сползшими более древними породами был использован Кепсом (Capps, 1941) для измерения скорости солюфлюкции. Материал раннеплейстоценовой морены, сползший по склону холма, перекрыл висконсинскую морену на протяжении 150 м. Если считать, что сползание происходило равномерно в течение 30 тыс. лет, прошедших со времени висконсинского оледенения, то скорость сползания составляла 0,005 м/год. Разумеется, эта цифра является всего лишь нижним пределом скорости, поскольку сползание могло начаться гораздо позже отложения висконсинской морены, а закончиться задолго до нашего времени.

§ 52. Методы вертикальных измерений в системе отсчета, связанной с уровнем моря

а) Анализ изменений уровней древних береговых линий водных бассейнов. Если современные перемещения суши относительно уровня моря устанавливаются наблюдениями по береговым маркам, футштокам и мареографам, то прежний уровень моря оставляет след в виде так называемых древних береговых линий. Определение высоты (или глубины) древних береговых линий относительно современного уровня моря является одним из наиболее эффективных методов измерения новейших движений земной коры. Классический пример

приложения этого метода — поздне- и послеледниковое поднятие Бадтийского щита (рис. 71; см. также рис. 21, а, б). Метод измерения геологического времени годичными слоями в осадках приледниковых озер позволил произвести точную датировку древних береговых линий и вычислить скорости поднятий.

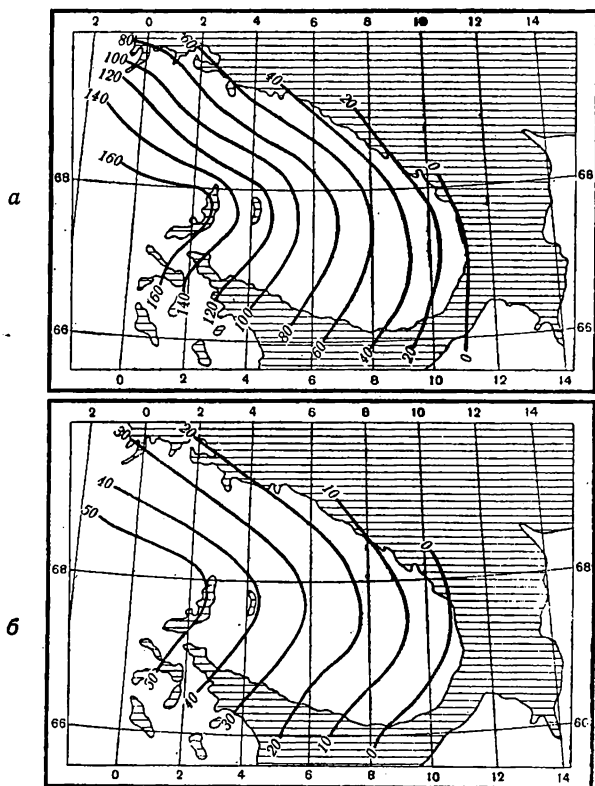


Рис. 71. Изобаты позднеледникового (а) и послеледникового (б) поднятий Кольского полуострова, построенные на основании анализа высот древних береговых линий (по Лавровой, 1947)

Положение древних береговых линий фиксируется рядом признаков: волноприбойными уступами и желобами, скалами, источенными сверлящими моллюсками, абразионными и аккумулятивными террасами, береговыми валами, косами, пересыпями, современными морскими осадками, коралловыми рифами, прибрежными сооружениями (Щуровский, 1878; Обручев, 1932; Hahn, 1879). Сохранившиеся основания волноприбойных уступов и гребни береговых валов позволяют при благоприятных

условиях достигать точности измерения 1 м (Марков, 1948а; Guilcher, 1954). Чем меньше точность, с которой может быть установлено первоначальное положение относительно уровня моря каждого из признаков древней береговой линии в отдельности, тем большее значение приобретает использование комплекса признаков, корректирующих друг друга.

Мы уже говорили (§ 24в), что, пользуясь системой отсчета, связанной с уровнем моря, необходимо из видимого перемещения, определяемого в данном случае высотой древних береговых линий, исключить эвстатические колебания уровня моря. Сводка Кюнена (Kuenen, 1954) показывает, что к решению этого вопроса ведут два пути. На одном из них используется метод балансов в виде вычисления подъема уровня моря благодаря таянию ледников; затруднение вносится недостаточностью данных о мощности четвертичных льдов и скорости их таяния. Второй путь заключается в вычислении для достаточно обширной области средней высоты одновозрастных древних береговых линий, принимаемой за величину эвстатических колебаний подобно осредненным показаниям водомерных постов.

Как уже упоминалось, для определения скорости позднего и послеледникового поднятия Балтийского щита успешно используется датировка древних береговых линий путем подсчета годовых слоев в осадках приледниковых озер. Когда прежнее положение уровня моря запечатлевается гребнями береговых валов, число их может служить мерой времени, если известен средний интервал времени, за который образуется один вал. Однако, как отмечает В. И. Зенкович (1948), эти интервалы весьма непостоянны и часто один или даже несколько валов могут быть снова разрушены морем.

Если аккумулятивный берег образуется за счет речных наносов, целиком идущих на его построение, то возраст берегового вала можно определить, исходя из расхода наносов в реке (Буданов, 1951). В этом случае мерилom времени является скорость процесса осадконакопления, условно предполагаемая постоянной. Далее возраст древних береговых линий устанавливается по содержанию продуктов распада углерода C^{14} в отложениях, которыми образованы террасы или береговые валы (Кобаяси, 1957; Te Punga, 1953а; Farrand, 1962). У нас Г. И. Галазием (1960) разработаны весьма тонкие приемы дендрохронологического метода датировки колебаний уровня водных бассейнов.

Ценные сведения об абсолютном возрасте береговых линий доставляют памятники материальной культуры в виде осушившихся или затопленных морем гаваней, причалов, доков, свайных построек, кухонных остатков первобытного человека и т. п. Так, на берегах Амурского залива на террасе высотой 1—2 м М. С. Ганешин (1956) обнаружил кухонные остатки, возраст ко-

торых определяется в 3000—4000 лет; следовательно, скорость поднятия составляет 0,3—0,7 мм/год. Биркенмайер (Birckenmajer, 1958) определил скорость поднятия по скелету кита, найденному на Шпицбергене на террасе высотой 8 м. Киты в этом районе были истреблены в половине XVII в. Следовательно, скорость поднятия превышает 25 мм/год.

Наконец, датировка береговых линий может осуществляться при помощи абсолютной геохронологической шкалы. Так, по А. А. Никонову (1959), в низовьях р. Лотты (Кольский полуостров) береговая линия моря Портландия приподнята на 150 м. Максимум трансгрессии моря Портландия имел место 10 500 лет назад. Отсюда следует, что скорость поднятия составляет 14—15 мм/год.

В ходе анализа высот древних береговых линий следят за перемещением частиц, для которых естественной маркировкой служат остаточные признаки их принадлежности к древней береговой линии. Эти признаки позволяют установить лишь вертикальную составляющую перемещения. Горизонтальная составляющая остается неизвестной. Вместе с ней остается неизвестным первоначальное положение частиц. Но в таком случае мы не можем воспользоваться субстанциональным методом описания перемещений. Аналогичное положение существует для всех описываемых ниже субстанциональных методов последующих вертикальных измерений, обработка результатов которых может быть произведена только локальным методом описания перемещений.

б) Анализ изменений высот древних выровненных поверхностей. Под выровненными поверхностями будем понимать поверхности различного генезиса, длительно формирующиеся в условиях весьма полной компенсации эндогенных процессов экзогенными, вследствие чего они приближаются к уровенным поверхностям гравитационного поля земли (Мещеряков, 1960). Следует различать выровненные поверхности, выраженные в современном рельефе, и выровненные поверхности, сохранившиеся в геологических напластованиях.

Анализ высот выровненных поверхностей, выраженных в современном рельефе, как метод измерения вертикальных движений земной коры наиболее полно развит К. К. Марковым (1948). Обнаруживая на водоразделах пощажённые расчленением фрагменты типичного для поверхностей выравнивания мягкого рельефа, мы вынуждены предположить, что они испытали поднятие в эпоху оживления тектонической деятельности. Разность современных отметок фрагментов выровненных поверхностей и уровня, на котором они вырабатывались, выражает собой вертикальное перемещение вследствие тектонического поднятия. Системой отсчета служит первичный уровень денудационно-или абразионно-аккумулятивной поверхности. Точное положение этого уров-

ня в каждой точке выровненной поверхности не известно. Абразионно-аккумулятивные поверхности образуются на глубине, не превышающей, по установившимся воззрениям, 200 м; В. П. Зенкович (1962) уменьшает эту цифру даже до 100 м. Что же касается денудационно-аккумулятивных поверхностей, то они в областях с внешним стоком образуются на высотах, как правило, не более 200 м. Эти цифры выражают собой предельную ошибку, допускаемую при отсчете перемещений не от неизвестного действительного первоначального уровня выровненной поверхности, а от уровня моря.

Впрочем, уже появляются методы палеографического анализа, позволяющие учесть по крайней мере первоначальный наклон поверхности выравнивания (Иллис, 1957; Tricart, 1953; Vonfelt, 1955).

Согласно другой точке зрения, впервые высказанной В. Пенком (1961) и развивающейся затем В. А. Варсанофьевой (1932), Б. Л. Личковым (1945), Н. В. Думитрашко (1954) и рядом других исследователей, поверхности выравнивания имеют ступенчатый характер. Они образовались у подножия гор в эпохи тектонического покоя и вовлекались в поднятие в эпохи активизации тектонических движений. С этой точки зрения мерой поднятия служит высота ступеней предгорной лестницы.

Что касается использования для измерения перемещений выровненных поверхностей, запечатлевшихся в геологическом разрезе, то в этом случае системой отсчета служат элементы самой выровненной поверхности, в связи с чем этот метод отнесен в другую группу (см. § 60 г).

§ 53. Методы вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с профилем равновесия реки

а) Анализ изменений высот региональных речных террас как метод измерения тектонических движений. Рассматривая речные террасы как свидетельства тектонических движений, С. А. Захаров (1948) подразделил их на региональные и дислоцированные. К. И. Геренчук (1960) различает соответственно веера террас (сходящиеся или расходящиеся в направлении к устьям и перекрещивающиеся) и деформации террас (выпуклые или вогнутые). Давая более точное определение, можно сказать, что знак приращения превышения региональных террас над рекой или друг над другом остается вдоль по течению неизменным. Дислоцированные террасы, наоборот, образуют местные изгибы относительно дна реки или соседних террас, и знак приращения их относительного превышения меняется вдоль течения на обратный.

Анализ высот региональных речных террас основан на представлении о профиле равновесия реки, служащем пределом ее

врезания при данном положении базиса эрозии. Стабильность воображаемой поверхности, проведенной через профили равновесия речной сети данной области, подчеркивается названиями: эрозионно-аккумулятивный уровень (Марков, 1948), реперный горизонт (Fourmarier, 1950), естественноисторический нивелир (Горшков и Костенко, 1953). В условиях слабой тектонической активности, после того как река достигла профиля равновесия, глубинная эрозия затухает, но боковая продолжает действовать и разрабатывает плоское днище долины. При возобновлении поднятия река врезается в это днище. Его фрагменты сохраняются в виде террас. Когда поднятие вновь замедляется, река, достигнув профиля равновесия, опять вырабатывает на прежнем уровне плоское днище, которое образует новую террасу в следующую эпоху поднятия, и т. д. Таким образом, серией террас фиксируется совокупность последовательных положений воздымающейся земной поверхности относительно профиля равновесия реки, служащего системой отсчета. Превышение же высот террас друг над другом или над плоским днищем долины представляет величину вертикального перемещения поверхности.

Анализ изменений высот региональных речных террас в том виде, в каком он применяется в настоящее время, основывается на предельной схематизации, поскольку вся обстановка эрозионно-аккумулятивного процесса, кроме тектонического фактора, предполагается неизменной. Между тем известно, что террасы могут образовываться в результате изменений климатических факторов, в частности водности реки, что очертания профиля равновесия зависят от прочности пород, вскрываемых по мере врезания, и т. п. Более того, наблюдалось образование террас на модели в неизменной обстановке вследствие естественного развития эрозионно-аккумулятивного процесса (Д. Л. Арманд, 1950). Полагая высоту террас мерой тектонического поднятия и исключая тем самым остальные факторы, играющие роль в их образовании, мы заведомо допускаем ошибку, величина которой в настоящее время не поддается учету. Условность анализа высот речных террас как метода измерения тектонических движений была подчеркнута А. И. Спиридоновым (1959), указавшим на необходимость тщательно рассмотреть все другие возможные причины образования террас и только тогда обращаться к тектонике.

Какие бы трудности ни встречались на пути анализа высот региональных речных террас — это основной метод измерения новейших тектонических движений суши. Представляет интерес переход от своеобразной системы отсчета этого метода — профиля равновесия реки — к системе отсчета, связанной с уровнем моря. Для рек, впадающих в море, уровень последнего является базисом эрозии, и если он неподвижен, то высота террасы, с

точки зрения изложенных представлений, выражает собой абсолютную величину тектонического поднятия. Колебания уровня моря вносят ряд осложнений, рассматривавшихся К. К. Марковым (1948) и Н. И. Маккавеевым (1955).

Остановимся на оригинальном способе исключения эвстатических колебаний уровня моря, предложенном Л. И. Маруашвили (1959). Он обратил внимание на то, что в местах выхода рек из горных ущелий с удивительным постоянством повторяются террасовые комплексы определенного типа, в которых относительные высоты наиболее высоких четвертичных террас одинаково равны 180—200 м. Вместе с тем в предгорьях отмечается выдержанность относительных высот каждой из террас по течению реки. Эти факты можно объяснить тем, что предгорья представляют собой нейтральную зону, разделяющую воздымающуюся область гор и погружающуюся область приморских низменностей. В этой нейтральной полосе тектонические движения отсутствуют, и террасы обязаны своим появлением и высотой эвстатическому понижению уровня моря. Вычитая высоту предгорных террас из высоты горных террас, мы получим абсолютную величину тектонических поднятий, а прибавляя высоту предгорных террас к высоте низменных террас — абсолютную величину погружения. Более того, если предложение Л. И. Маруашвили подтвердится, мы получим новый метод исключения эвстатических колебаний в системе отсчета, связанной с уровнем моря.

б) Анализ изменений высот дислоцированных речных террас. От системы отсчета, связанной с профилем равновесия реки, нередко переходят к системе отсчета, связанной с земной корой. Такой переход возможен для дислоцированных террас и осуществляется путем определения относительных превышений для одной и той же террасы в пределах дислоцированного участка. Так, В. И. Елисеев (1950) установил, что высота первой террасы р. Урал составляет в антиклинории Урал-Тау 6,5 м, в антиклинории Ирендык 4,5 м, в Яикском прогибе 1,6 м и в Баймакском прогибе 3,8 м. Отсюда следует, что относительное превышение террас в антиклинориях над Яикским прогибом оказывается соответственно 4,9 и 2,9 м, а над Баймакским прогибом 2,7 и 0,7 м. Предполагая, что первая терраса образовалась в начале голоцена, и принимая продолжительность голоцена в 21 000 лет, В. И. Елисеев подсчитал, что скорость воздымания антиклинория Урал-Тау над Яикским прогибом составляет около 0,24 мм/год. Впрочем, достоверность этого подсчета можно поставить под сомнение. Судя по отметкам, это, возможно, не первая терраса, а пойма. Но высота поймы зависит от высоты паводковых вод, которая возрастает в суженных местах долины, совпадающих с антиклинориями, и убывает в расширениях долины, совпадающих с про-

гибами. Таким образом, разность высот можно пытаться объяснить здесь не тектоническими, а гидрологическими явлениями.

Приведем другой пример. О. А. Рыжков (1952) обнаружил, что на р. Андижан-сай высота третьей террасы на участке предполагаемого тектонического поднятия возрастает с 2 до 14 м, т.е. относительное превышение составляет 12 м. Река Андижан-сай представляет собой одичавший оросительный канал. Поскольку начало поливного земледелия в Фергане относится к границе между II и I тысячелетиями до н. э., поднятие продолжалось не более 3 тыс. лет. Отсюда скорость поднятия составляет не менее $\frac{12 \times 1000}{3000} = 4 \text{ мм/год}$.

в) Анализ изменений глубин залегания погребенных террас и подошвы аллювия. Если в области сноса глубина эрозионного врезания и величина тектонических поднятий фиксируются высотой террас, выраженных в рельефе, то в области аккумуляции размеры тектонических опусканий и мощность сопровождающего их осадконакопления устанавливаются по глубине залегания погребенных террас относительно уровня аккумулятивной ветви профиля равновесия. По сути своей оба метода аналогичны и отличаются лишь алгебраическим знаком измеряемых перемещений.

Роль погребенной террасы может принимать на себя подошва аллювия как древнее ложе реки. В таком случае величина тектонического погружения численно равна мощности аллювия. Современными тектоническими опусканиями Макара (Масар, 1946) объясняет, например, местное возрастание мощности аллювия р. Эско в Бельгии с 6 до 11 м. Ю. А. Мещеряковым и М. И. Синягиной (1956) была составлена карта мощностей и фаций пойменного аллювия северо-запада Русской платформы, контуры которой близко сошлись с контурами изолиний скоростей тектонических движений, построенных по данным повторного нивелирования и наблюдений за уровнем моря.

г) Анализ изменений глубин эрозионных врезов как метод измерения тектонических движений был выдвинут С. С. Соболевым (1939), который исходил из того, что в течение четвертичного периода гидрографическая сеть (в пределах Украины) в основном оставалась на одном уровне и по мере эпифрогенического поднятия страны врезывалась все глубже и глубже. Вследствие этого карта глубины эрозионных врезов может рассматриваться как карта изобаз, т. е. суммарного поднятия континента за время, прошедшее после образования гидрографической сети.

Этот метод подвергся обсуждению, в результате которого выяснились пределы его применения (Николаев, 1949; Кригер, 1953; Хаин, 1954; Маккавеев, 1955). Глубина речных долин была

бы равна величине тектонического поднятия (с теми же допущениями, на которых основан анализ изменения высотного положения террас), если бы все долины имели плоские днища, а водоразделы представляли собой останцы приподнятой единой поверхности выравнивания. В общем случае либо долины еще не достигли профиля равновесия и продолжают врезаться, либо древняя поверхность выравнивания на водоразделах уже в той или иной мере снижена денудацией. В обоих случаях глубина речных долин меньше величины тектонического поднятия, но насколько — неизвестно.



Рис. 72. Реальные профили (сплошные линии) и предполагаемые профили (прерывистые линии) равновесия Прута, Серета и Днестра (по Кожуриной, 1956).

Приведем пример определения скорости поднятия на основании анализа изменений глубин эрозионных врезов. Согласно М. К. Граве (1955), глубина врезания рек на предгорной равнине Копет-Дага порядка 10 м. Долинами рек прорезаются перевальные хвалынские осадки. Следовательно, поднятие началось во всяком случае после отступления хвалынского моря, т. е. не ранее 10—12 тыс. лет назад. Скорость поднятия, таким образом, порядка 1 мм/год.

д) Анализ продольного профиля реки как метод измерения тектонических движений был применен еще Дарвином (1955), наблюдавшим обратный уклон долины в верховье одной из рек в Андах. В современном виде этот метод позволяет интерпретировать изгибы продольного профиля реки, сохраняющие уклон одного и того же направления (Кожурина, 1956; Сетунская, 1959; Журенко, 1959; Мещеряков, 1961). При этом исходят из того, что профиль равновесия приспособливается к конкретной обстановке так, что его уклоны становятся тем круче, чем устойчивее к размыву породы или чем меньше расходы воды. Следовательно, при переходе от легко размываемых пород к устойчивым профиль должен приобретать выпуклую форму, у мест

впадения притоков — вогнутую и т. п. Обнаруживая изгибы профиля (рис. 72), которые не могут быть объяснены геологическим строением, наличием притоков, подпором оползневыми массами, мы вправе привлечь к объяснению тектонические движения.

е) Анализ глубин затопления и обнажения приречных сооружений. В § 61а будут приведены примеры того, как затопление приречных сооружений рассматривается в качестве признака повышения уровня реки в результате аккумуляции. Наоборот, обнажившиеся сооружения, прежде находившиеся под водой, можно рассматривать как свидетельство врезания реки, вызвавшего понижение ее уровня. Сооружения служат при этом как бы опорными реперами, связанными с земной корой. Но, как мы уже видели (§ 23а), можно сделать обратное предположение, что река достигла профиля равновесия, уровень ее остается неизменным, а земная кора, с которой связаны приречные сооружения, либо опускается, если сооружений затопляются либо поднимается, если сооружения, находившиеся под водой, обнажаются.

§ 54. Методы вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с уровнем грунтовых вод

а) Анализ этажности расположения карстовых галерей. В карстовых областях в эпохи тектонического покоя на уровне зеркала грунтовых вод в зоне горизонтальной циркуляции, вырабатывается сеть карстовых галерей, принимающих на себя роль денудационно-аккумулятивного уровня для областей с подземным стоком. В эпохи оживления тектонических движений карстовые галереи выводятся из зоны горизонтальной циркуляции и либо обнажаются при поднятиях, либо погружаются ниже уровня активной циркуляции грунтовых вод при опусканиях. Они приобретают этажное расположение, позволяющее проследить этапы поднятий и опусканий, совершенно так же, как речные террасы (Спиридонов, 1959). Системой отсчета в этом случае служит уровень грунтовых вод. Карстовыми галереями фиксируется осредненный уровень грунтовых вод, представляющий несравненно более устойчивую систему отсчета, чем изменчивые современные уровни (см. § 23ж).

б) Анализ эпигенетических гипсоносных горизонтов. Эти горизонты, обнаруживаемые в засушливых областях в зоне аэрации, являются, согласно А. А. Алекси-ну (1958), свидетелями прежнего уровня грунтовых вод и могут служить, подобно карстовым галереям, для выявления и измерения новейших тектонических поднятий.

§ 55. Методы вертикальных измерений в системе отсчета, связанной с высотными ландшафтными поясами и глубинными фациальными зонами

а) Анализ реликтов прежнего положения высотных ландшафтных поясов. Уровень моря в системе вертикальной ландшафтной поясности представляет собой наиболее отчетливо выраженную границу, отделяющую наземные высотные ландшафтные пояса от подводных глубинных фациальных зон. Остальные границы высотных поясов выражены гораздо менее четко. Среди них в качестве систем отсчета для измерения перемещений земной коры удается использовать снеговую границу, запечатлеваемую ледниковыми формами рельефа и моренными отложениями (Марков, 1942). Осложнение вносится тем, что статический уровень снеговой границы не представляет собой горизонтальную линию, а зависит от крутизны, экспозиции склонов и других орографических факторов, в своей совокупности трудно поддающихся учету. Кроме того, снеговая граница, как и уровень моря, испытывала в течение четвертичного периода значительные собственные колебания, связанные с изменениями климата. А. И. Спиридонов (1959) дает математическую трактовку этого явления. Общее смещение снеговой линии по вертикали относительно земной поверхности ΔH равно алгебраической разности смещения снеговой линии, обусловленного изменением климата, ΔH_k , и величины тектонических движений ΔH_T , т. е. оно выражается формулой:

$$\Delta H = \Delta H_k - \Delta H_T. \quad (121)$$

Отсюда

$$\Delta H_T = \Delta H_k - \Delta H, \quad (122)$$

т. е. для определения величины и знака тектонических движений необходимо из смещения снеговой линии, обусловленного изменением климата, вычесть ее смещение относительно земной поверхности.

Другие ландшафтные признаки прошлых вертикальных движений земной коры приводились в § 23 г.

В ряде случаев для погребенных под морскими осадками континентальных отложений, затопленных лесов или наземных построек либо, наоборот, для морских отложений, обнаруживаемых на суше, не удастся установить ни глубину их образования относительно уровня моря, ни приуроченность к определенному ландшафтному поясу или фациальной зоне. Такого рода реликты, служа качественными признаками поднятий или опусканий земной поверхности относительно уровня моря, позволяют вместе с тем дать некоторую количественную оценку. Можно утверждать, что величина поднятия была во всяком случае больше той высоты, на которой реликты подводно-

го мира находятся сейчас, поскольку к этой высоте должна быть прибавлена глубина их образования, остающаяся неизвестной. Точно так же величина опускания была несомненно больше глубины современных находок реликтов наземного мира.

б) Анализ мощностей и фаций геологического разреза как метод измерения движений земной коры известен в тектонической литературе под названием «метод мощностей» (Белоусов, 1962). Мы не можем сохранить это название, поскольку оно скорее относится к методу измерения величины осадконакопления мощностью слоя осадка, описываемому в § 64а, б.

Рассматриваемый метод, являющийся, по В. Е. Ханну (1954), наилучшим, наиболее совершенным и универсальным методом палеотектонических исследований, основан на том, что высотной поясности ландшафтов на суше соответствует глубинная зональность фаций ниже уровня моря. Она запечатлевается в характере донной фауны, химическом составе оолитов, петрографическом облике осадка и может служить для установления прежнего положения морского дна, а следовательно, для измерения его перемещений. Изобразим на рис. 73 два последовательных момента осадконакопления в условиях тектонического погружения морского дна. Слева показано положение дна

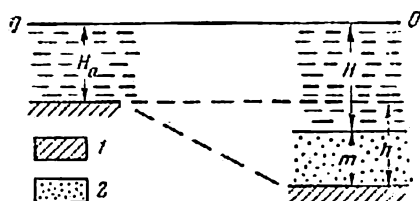


Рис. 73. К измерению тектонических движений методом анализа мощностей и фаций геологического разреза.

0—0 — уровень моря; 1 — коренное дно; 2 — осадки, отложившиеся за промежуток времени между левым и правым положением на схеме (по Dreyfuss'y, 1951)

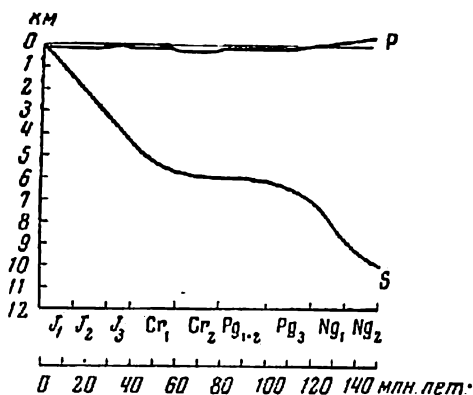


Рис. 74. Зависимость перемещений земной коры OS и земной поверхности OP в районе г. Орджоникидзе от времени (по В. В. Белоусову, 1962)

моря в момент, когда глубина его была равна H_0 . Затем, в течение некоторого времени происходило тектоническое погружение, сопровождавшееся накоплением толщи осадков мощностью m , и глубина приняла значение H , как показано в правой части рис. 73.

Из сопоставления левой и правой части рис. 73 следует, что величина тектонического погружения равна

$$\Delta H = (H + m) - H_0 = (H - H_0) + m. \quad (123)$$

Устанавливая на основании анализа фаций геологического разреза глубины образования двух слоев H_0 и H и измеряя мощность m толщи, заключенной между этими слоями, мы получим значение всех величин, входящих в правую часть выражения (123), и сможем подсчитать величину ΔH тектонического погружения за промежуток времени между отложением этих слоев.

Установление абсолютных глубин образования фаций, необходимое для того, чтобы рассматриваемый метод мог давать количественные результаты, представляет сложную задачу, пути решения которой только лишь намечаются. Поэтому в первом приближении допускают, что глубина геосинклинальных и эпиконтинентальных морей геологического прошлого оставалась приблизительно постоянной, порядка 200 м. При таком допущении в формуле (123) $H_0 = H_1$ и, следовательно,

$$\Delta H = m, \quad (124)$$

т. е. величина тектонического погружения равна мощности отложившихся осадков, или прогибание компенсируется осадконакоплением. Измерение тектонических движений сводится, таким образом, к измерению мощностей. Однако, применяя метод мощностей, нельзя оставлять без внимания фации осадков. Не позволяя корректировать численные результаты, анализ фаций может предотвратить грубые ошибки при встрече заведомо глубоководных отложений. Примером применения этого метода может служить кривая OS на рис. 74.

Ставя знак равенства между тектоническими опусканиями и мощностями отложений, карты равных мощностей (изопахты) можно рассматривать как карты изолиний тектонических опусканий. Если, воспользовавшись абсолютной геохронологической шкалой, разделить отметки изопахты на длительность соответствующих отрезков времени, можно получить карты линий равных скоростей тектонических движений.

Представляют интерес осредненные величина и скорость тектонических движений в пределах значительных областей, единых в структурном отношении. С этой целью А. Б. Роновым (1949) разработан на примере Русской платформы «объемный метод» изучения тектонических движений, заключающийся в осреднении данных, получаемых из карт равных мощностей. Обозначим через F_i площадь в квадратных километрах, ограниченную двумя соседними изолиниями мощностей m_i и

$\frac{m_{i+1}}{m_i + m_{i+1}}$. Средняя мощность в пределах этой площади будет
а объем отложений

$$\Omega_i = F_i \frac{m_i + m_{i+1}}{2}. \quad (125)$$

Просуммировав объемы Ω_i между всеми изонахитами данной области, общее число которых обозначим через n , получим

$$\Omega = \sum_{i=1}^n \Omega_i = \sum_{i=1}^n F_i \frac{m_i + m_{i+1}}{2}. \quad (126)$$

объем отложений в данной области за данный промежуток времени:

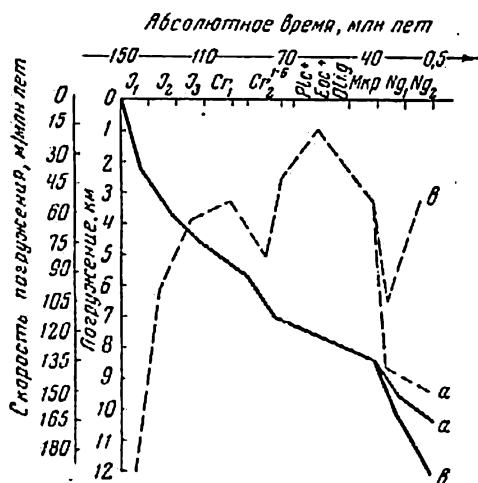


Рис. 75. Средняя величина (сплошная линия) и скорость (пунктирная линия) погружения геосинклиналей Большого Кавказа (по Ронову, 1949)

а — Терско-Кубанский передовой прогиб; б — Куринский межгорный прогиб

Разделив объем Ω на общую площадь области F , получим среднюю мощность

$$m_{\text{ср}} = \frac{\Omega}{F}. \quad (127)$$

Согласно допущению, на котором основан метод мощностей, средняя мощность осадков $m_{\text{ср}}$ равна средней величине тектонического погружения $\Delta H_{\text{т}}$. Производя вычисления для последовательных отрезков времени и воспользовавшись абсолютной геохронологической шкалой, можно построить график зависимости осредненных перемещений от времени (см. рис. 75). Абсолютная геохронологическая шкала дает длительность обра-

зования каждого стратиграфического горизонта Δt и позволяет подсчитать среднюю скорость погружения.

$$v = \frac{m_{\text{ср}}}{\Delta t} = \frac{\Delta H_{\tau}}{\Delta t} . \quad (128)$$

Изменение средней скорости погружения во времени изображается опять-таки в виде графика (рис. 75).

§ 56. Методы горизонтальных измерений в системе отсчета, связанной с широтными ландшафтными зонами

Анализ реликтов прежнего положения широтных ландшафтных зон используется как одно из доказательств распыливания материков в гипотезе А. Вегенера (1925), о чем уже говорилось в § 23г.

§ 57. Методы горизонтальных измерений в системе отсчета, связанной с магнитным полем Земли

Анализ остаточного намагничивания горных пород. Сущность этого метода, использующего в качестве системы отсчета магнитное поле Земли, была изложена в § 23к.

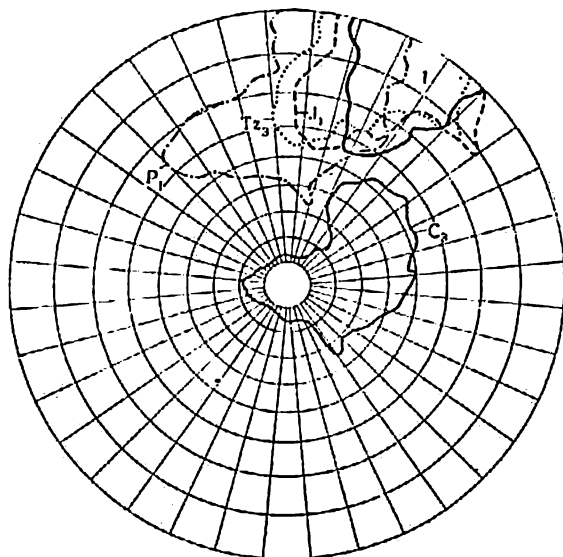


Рис. 76. Положение Африки относительно южного полюса в настоящее время / и в прошлые геологические периоды (Creer a. otr., 1958)

На рис. 76 приводится пример графической интерпретации результатов, пока еще дискуссионных, полученных этим методом.

§ 58. Методы измерения наклонов в системе отсчета, связанной с полем земного тяготения

Анализ минералогических отвесов и уровней. Д. П. Григорьевым (1948, 1949) было введено понятие о минералогических отвесах и уровнях, служащих для установления первоначального, не нарушенного тектоническими движениями залегания горных пород. К минералогическим отвесам Д. П. Григорьев относит сталактиты и сталагмиты, к минералогическим уровням — параллельнослонистые образования в халцедоновых жеодах. Так, на рис. 77 показаны сталактиты, изгибы которых свидетельствуют об изменении наклонов за время их роста. Добавим, что, поскольку годичными слоями сталактитов запечатлевается их возраст, то этот метод позволяет определять не только величину, но и скорость изменения наклонов. Г. А. Максимович (1956) указывает на необходимость учета воздушных течений в пещерах, отклоняющих сталактиты и сталагмиты от старого вертикального положения.

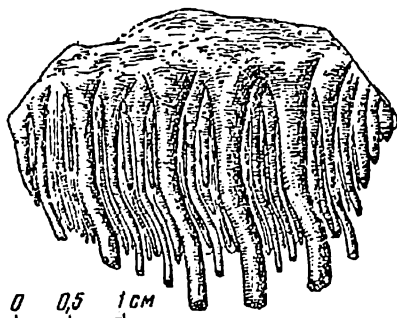


Рис. 77. Сталактиты бурого железняка из Байкальского месторождения (по Григорьеву, 1949)

§ 59. Методы наблюдения за раздельным движением частиц

В § 41 мы коснулись методов текущих измерений перемещений раздельно движущихся частиц. Эти определения заключаются в маркировке частиц, запуске их в поток и наблюдении за рассеиванием путем отбора проб в различных направлениях и на различных расстояниях от места запуска. В природе существует естественная маркировка частиц в виде их петрографического и минералогического состава. Прослеживая распространение тех или иных петрографических или минералогических компонентов осадочных отложений, можно установить пути их переноса морскими течениями, реками, ледниками как в современную эпоху, так и в геологическом прошлом.

§ 60. Методы пространственных и вертикальных измерений
в системах отсчета, связанных с земной корой

а) Анализ поверхностей рельефа смежных порядков. Вулканические конусы очень часто имеют весьма правильную форму, определяемую углом естественного откоса рыхлых вулканических выбросов или профилем равновесия застывающих потоков лавы. В обоих случаях образующая конуса представляет собой кривую, близкую к логарифмической. Благодаря этому появляется возможность, исходя из очертаний сохранившейся части вулканического конуса, мысленно восстановить его прежние очертания, ныне уничтоженные эрозией (Wentworth, 1927).

На восстановлении прежних очертаний земной поверхности там, где она подверглась замещению, основан целый ряд способов измерения экзогенных перемещений.

Анализ высоты речных террас как меры эрозионного врезания основан на мысленном продолжении поверхности террасы, фиксирующей прежний уровень рельефа в пределах прорезавшей террасу более молодой части долины. Зная возраст террасы, можно определить скорость врезания. Так, на Западной Двине относительная высота наиболее высоких террас достигает 50 м. Возраст их определяется как позднеледниковый (около 12 тыс. лет назад). Отсюда средняя скорость врезания реки составляет 4,5—5 мм в год (Современные вертикальные движения, 1958). Более точное определение возраста может быть достигнуто радиоуглеродным методом. Например, Те-Пунга (Te Punga, 1953) определил этим методом 3000-летний возраст древесных остатков, найденных в 33-метровой террасе одной из рек Новой Зеландии. Отсюда средняя скорость врезания реки равна $\frac{33000}{3000} = 11 \text{ мм/год}$.

Располагающиеся на одном уровне плоские вершины столовых гор свидетельствуют о существовавшей здесь некогда единой плоской поверхности, впоследствии расчлененной денудацией. Мысленно восстанавливая эту поверхность, мы получаем возможность определить величину врезания расчленяющих долин. В подтверждение геоморфологических признаков прежнего положения поверхности привлекают геологические свидетельства в виде единообразия строения останцов.

Останцы дислоцированных поверхностей выравнивания позволяют строить гипотетические, «воздушные» продолжения геоморфологических профилей в местах размывов и определять таким образом глубину размыва. С этой же целью могут быть использованы обработанные ледником гляциальные поверхности (рис. 78).

Глубина эрозионных врезов может послужить в качестве меры перемещения поверхности также в том случае, когда водоразделы не представляют собой генетически единой выровненной поверхности. Этот способ широко распространен в приложении к формам эрозионного микрорельефа — эрозионным бороздам (Преснякова, 1953; Лидов и др., 1955; Арманд, 1958). Анализ глубины эрозионных борозд является одним из наиболее распространенных способов измерения интенсивности водной эрозии почв. Полученные результаты, как неоднократно отмечалось, заведомо занижены, поскольку одновременно с углублением борозд в какой-то мере размываются и разделяющие их гребни (Поляков, 1933; Маккавеев, 1955; Соболев, 1948).

Глубина карровых борозд была использована Бёгли (Bögli, 1951) в целях измерения интенсивности выщелачивания известняков. При этом Бёгли четко характеризует особенности метода. «Нам недостает, — пишет он, — знания положения первоначальной поверхности, служащей опорной поверхностью. Поэтому мы подменяем ее поверхностью, касательной к гребням карров. Полученные при этом величины размыва оказываются несколько заниженными по сравнению с истинными значениями, остающимися неизвестными» (1951, стр. 202).

С верхней части поля, расположенного на склоне, почва под влиянием сельскохозяйственной обработки и смыва дождевыми водами относится и откладывается в нижней части поля. На межах эти процессы отсутствуют или сильно замедлены. Поэтому межи, пишет Китлер (Kittler, 1955), представляют собой своего рода репер для измерения деструктивных процессов. Высота продольных меж по верхнему краю поля дает величину сноса. Поперечные межи позволяют выяснить в верховой своей половине величину сноса, а в низовой — величину накопления. Высотой меж пользовались также Л. Т. Земляничский (1937) и К. Л. Холупяк (1956). Последний определял таким путем скорость понижения поверхности поля, на котором распашка была начата 20—22 года назад и высота меж равна 38—40 см; скорость понижения равна около 20 мм/год.

Анализ останцовых гребней и пирамид, образующихся вокруг кустиков злаков на пашнях или кустиков ковыля на пастбищах, страдающих от ветровой эрозии, позволяет определить интенсивность последней. По высоте этих гребней и пирамид

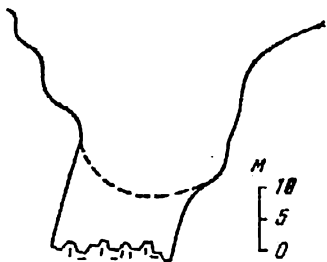


Рис. 78. Первоначальное положение (прерывистая линия) гляциальной поверхности на месте дайки диабазы, удаленной выветриванием и действием прибоя (по Зенковичу, 1937)

останцов, пишет С. С. Соболев (1948), можно судить о мощности слоя, удаленного денудацией, подобно тому, как по высоте столбиков земли, оставленных землекопами, судят о толщине сырого ими слоя.

Для измерения смещений земной поверхности служит тот же самый, по существу, прием. Обнаруживая просадочное блюдце, оползневую ступень, бугор пучения или другие формы, объясненные своим происхождением смещению земной поверхности, исследователь утверждает, что здесь произошла просадка, оползание, вспучивание. Более того, глубина или высота этих форм по отношению к окружающему несмещенному рельефу служат мерой величины смещения.

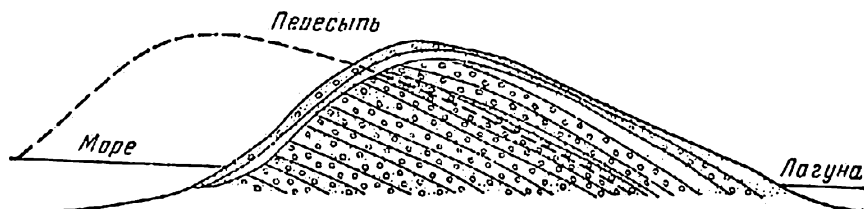


Рис. 79. Современное и восстановленное на основании залегания слоев первоначальное (прерывистая линия) положение пересыпи, размываемой морем (по Ионину, 1955)

Иногда прежнее положение поверхности может быть восстановлено с помощью поверхностей напластования или других элементов строения горных пород, закономерно связанных с очертаниями земной поверхности. Так, Е. В. Шапсером и А. И. Имшенецким (1955) восстановлена первоначальная форма размытого берегового склона водохранилища по сохранившемуся на бровках абразивных ступеней почвенному слою. На рис. 79 произведена схема, показывающая, как можно проследить за перемещением размываемой морем пересыпи путем восстановления первоначальных очертаний слагающих ее слоев. Точно так же восстанавливают прошлые перемещения барханов и дюн (Соколов, 1884; Гельман, 1891).

Гесс (Hess, 1930), ссылаясь на Кервена и Шниттера, приводит следующий пример определения размеров ледникового выпахивания. В языковом бассейне одного из альпийских ледников были обнаружены блоки породы, обработанные ледником, который дважды, наступая и отступая, прошел через друмлины. Реконструкция первоначальных очертаний блоков дала величину выпахивания от 150 до 200 м. Джанс (Jahns, 1943) для определения величины ледникового выпахивания принял в качестве системы отсчета поверхности отдельностей гранитов, располагающиеся, согласно его наблюдениям, параллельно доледнико-

вой дневной поверхности. Величина выпахивания определялась относительно поверхностей отдельностей, восстанавливаемых по сохранившимся краевым частям. При таком способе определения она окажется преуменьшенной на толщину слоев отдельностей, полностью срезанных в пределах изучаемого обнажения.

Объединяющим признаком всех рассмотренных приемов измерения перемещений является использование представления о формах рельефа различного порядка, образуемых поверхностями различной степени обобщения (Девдариани, 1957). Возникновение форм рельефа различных порядков обычно является следствием взаимоположения во времени либо различных процессов, либо последовательных стадий одного и того же процесса. Отсюда вытекает, что поверхности различных порядков обобщения запечатлевают последовательные положения перемещающейся поверхности земли, и анализ взаимоотношений поверхностей или форм рельефа смежных порядков может служить методом измерения перемещений земной поверхности. При этом поверхность высшего порядка служит как бы «реперным горизонтом» (Fourmier, 1950), от которого отсчитываются перемещения, равные глубине или высоте форм рельефа низшего порядка. Применение этого метода дает результаты тем более надежные, чем проще очертания поверхности высшего порядка и чем меньшая часть ее была замещена впоследствии поверхностью низшего порядка.

б) Анализ серийных форм рельефа. Как уже говорилось в § 14, в сериях форм рельефа: береговых валов, дюн, террас, меандр, морских и речных кос — новая форма возникает рядом со старой, продолжающей существовать на прежнем месте. В связи с этим перемещения серийных форм оказывается возможным проследить по обычной топографической карте (рис. 80; см. также рис. 39).

в) Орографический и батиметрический методы, по В. Е. Хайну (1954), сводятся к отождествлению размеров тектонических поднятий на суше с размерами возвышенностей и размеров опусканий на дне моря — с размерами впадин¹.

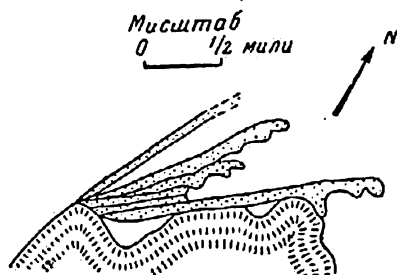


Рис. 80. Реликтовые косы в высохшем оз. Сан-Аугустин (по Powers, 1939) как пример вращательной миграции серийных форм рельефа

¹ Н. И. Николаев (1949), впервые выделивший эти два метода, понимает их более широко, включая в них анализ глубины эрозионных врезов, повторные батиметрические съемки морского дна и др.

Результаты получаются заведомо преуменьшенными за счет сноса поднятий и осадконакопления во впадинах. Сыграв большую роль в XVIII и XIX вв., оба эти метода еще не совсем потеряли свое значение и в настоящее время.

г) Анализ складчатых структур в целях измерения перемещений земной коры и земной поверхности заключается в определении амплитуд антиклинальных и синклиналийных складок, нарушающих первичное, обычно горизонтальное залегание поверхностей напластования. С этой целью удобно пользоваться картами стратонизогипс. Так, Муравский (Murawski, 1955) построил для района Лайптайльской впадины (Нижняя Саксония) карту линий равных отметок кровли олигоценового кассельского песчаника. В Лайптайльской впадине отметки оказались порядка 180 м, тогда как в соседних областях — 30—380 м. Отсюда величина послеолигоценового погружения Лайптайльской впадины составляет 120—200 м.

Более совершенным приемом является сопоставление очертаний одной и той же складчатой структуры на различных стратиграфических горизонтах. Геологический разрез или серия карт стратонизогипс позволяют проследить перемещения земной коры и развитие во времени отдельных структур. Зная абсолютный возраст отложений, можно определить скорость движений. Так, в Северном Прикаспии разница в абсолютных высотах залегания подошвы хвалыньских отложений колеблется от 3 до 12 м. Принимая, что от начала хвалынского века до наших дней прошло примерно 110 000 лет, можно подсчитать скорость тектонических движений, которая оказывается равной 0,027—0,109 мм/год. Разница высот залегания подошвы хазарских отложений составляет 12—18 м. Если продолжительность периода от начала хазарского века до настоящего времени оценить в 500 000 лет, то средняя скорость тектонических движений за этот период будет равна 0,024—0,036 мм/год (Васильев, 1955).

Заметим, что рассматриваемый метод оперирует с дислокациями не поверхности земли, а поверхностей напластования. Однако если сплошь и рядом перемещения, измеренные на земной поверхности, распространяют на ограничиваемую ею область земной коры (см. § 5), то с тем же правом перемещения, измеренные в глубине земной коры, в известных пределах могут быть отождествлены с перемещениями земной поверхности.

д) Анализ компрессионных свойств глин. В очертаниях компрессионной кривой глинистой породы запечатлеваются все нагрузки, испытанные породой за время ее существования. В естественных условиях это будут нагрузки от веса лежащей выше толщи. Исходя из этого, делались попытки по характеру компрессионной кривой проследивать в численном выражении историю накопления и размыва толщ горных пород (Храмушев, 1939) или изменения мощности ледников, покрывающих глину

(Harrison, 1958). Об относительном изменении в плановом отношении мощности смытых толщ, перекрывавших глинистые отложения, судят по карте изолиний плотности последних (Прозорович, 1961). Таким образом, глинистые породы служат естественными глубинными реперами, автоматически регистрирующими мощность лежащих выше толщ, а следовательно, прежнее высотное положение земной поверхности. Поскольку диагенез глин, помимо нагрузки от лежащих выше толщ, зависит от ряда других факторов, В. А. Приклонский (1949) считает, что этот метод вряд ли найдет широкое применение.

§ 61. Методы пространственных и вертикальных измерений, основанные на наблюдении за перемещениями водной поверхности в системах отсчета, связанных с земной корой

Анализ глубин затопления и обнажения приречных сооружений. Изучая стоянки первобытного человека в бассейне Оки, В. А. Городцов (1928) обратил внимание на то, что некоторые из них заливаются паводковыми водами, чего не могло быть в периоды их обитания¹. Полагая, как предельный случай, что стоянки располагались первоначально на самом уровне весенних разливов, В. А. Городцов, основываясь на археологических данных, определяет для одного из пунктов наблюдений, что уровень разливов повысился за 4500 лет на 4 аршина (2,8 м). Он связывает повышение уровня реки с повышением дна благодаря накоплению аллювия, совершавшегося со скоростью $\frac{28 \times 1000}{4500} = 0,6 \text{ мм/год}$.

Данные о затоплении древних поселений были систематизированы Л. С. Бергом, объяснявшим это явление увеличением водности рек. Однако Н. И. Маккавеев (1955), как и В. А. Городцов, видит причину в осадконакоплении, происходящем, по его подсчетам, со скоростью не более 0,1 мм в год. Жирар (Girard, 1899) в качестве свидетельства интенсивного накопления аллювия в долине Нила приводил тот факт, что основания ряда древнеегипетских памятников расположены на много метров ниже уровня реки. Эли де-Бомон (Beaumont, 1845), исходя из того, что древние города, расположенные на нижних террасах, не затоплялись и вода под римскими мостами свободно проходит, доказывал медленность аккумуляции. Все эти примеры являются аналогами анализа максимальных уровней реки (см. § 43в).

¹ Е. В. Шанцер (1951), не соглашаясь с этим допущением В. А. Городцова, указывает, в частности, что стоянки могли быть обитаемы периодически, при низких уровнях реки.

§ 62. Методы горизонтальных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой

а) Анализ состояния растительности в связи с наступаниями и отступаниями летучих песков, ледников, каменных потоков. Лемапом (Lehman, 1884) позади движущейся дюны была обнаружена молодая древесная поросль, появившаяся, очевидно, после ухода дюны. Возраст сосны, находившейся в 70 м позади подошвы дюны был 7 лет, а находившейся в 145 м — 15 лет. Лемап полагает, что заселение сосной произошло через год после ухода дюны. В таком случае дюне понадобилось 8 лет, чтобы пройти расстояние 70 м, и 16 лет, чтобы пройти 145 м. Средняя годовая скорость оказывается в обоих случаях порядка 9 м.

Ренвелл (Ranwell, 1958) проследил, наоборот, влияние на растительность наступающих дюн. На полужасыпанных песком кустах *Juncus acutus* сохранились прошлогодние цветы, свидетельствующие о том, что в предыдущий период цветения они еще были свободны от песка. Среднее расстояние от таких кустов до ближайших цветущих соответствует годовому продвижению дюны, равному 3 м.

Анализу состояния растительности в целях определения скорости отступления ледника посвящены работы Лоуренса (Lawrence, 1950) и Гойсера (Heusser а. отr, 1954). Максимум наступания ледника устанавливается по поврежденным деревьям и датируется числом годовых колец дерева в том месте, где нижняя часть ствола, наклоненная под натиском ледника, переходит в отвесную верхнюю часть. Теми же авторами наблюдалось, что поселение деревьев на месте отступившего ледника происходит через 10—17 лет.

По поврежденной древесной и кустарниковой растительности наблюдают также за движением каменных потоков.

б) Анализ состояния сооружений в связи с наступанием и отступанием летучих песков. Области распространения перевеваемых песков, как правило, лишены поселений. Поэтому засыпанные песками сооружения свидетельствуют о наступании песков и позволяют определить скорость миграции эоловых форм рельефа. Так, по наблюдениям В. А. Дубянского (1928), в одной котловине между барханными цепями выступает верхушка засыпанной песком глинобитной стены. Из расспросов стариков выяснилось, что песок лет 35 назад подошел к стене, ограждавшей пашню, засыпал ее, пашню и находившийся здесь арык. За 35 лет он продвинулся примерно на 80 м и средняя скорость его продвижения составляет около 2 м/год.

в) Анализ древних морен как свидетельств отступления ледника. Этапы отступления ледника могут

быть установлены по оставляемым им конечным моренам. Для вычисления скорости отступления необходима абсолютная датировка морен, которая производится на основании исторических данных, возраста заселяющих морены деревьев, возраста захороненных в моренах растительных остатков, определяемого радиоуглеродным методом (Kinzel, 1929; Flint, 1955; Péloué, 1957).

г) Анализ миграции фаций континентальных отложений. Явления, аналогичные морским трансгрессиям и регрессиям (см. § 63 а,б) наблюдаются в континентальных бассейнах (Вялов, 1953; Алнев, 1960; Scupin, 1934). Трансгрессия выражается здесь в расширении области, занятой континентальными осадками, регрессия — в сокращении области аккумуляции вследствие втягивания ее периферических частей в соседние поднятия. Этапы расширения и сокращения бассейнов фиксируются контурами осадочных свит. Так, в Западной Туркмении в течение четвертичного периода происходило общее сокращение области аккумуляции и ее смещение в предгорном прогибе в северном и северо-восточном направлениях, т. е. от Копет-Дага к Каракумам, а в межгорных впадинах к центральным частям впадин (Горшков и Костенко, 1953). Обратной стороной сокращения впадин является расширение разделяющих их поднятий, которое может быть исследовано тем же методом. Используя контуры осадочных свит для наблюдения за миграцией внутри континентальных поднятий и прогибов, следует иметь в виду, что расширение области осадконакопления может оказаться следствием заполнения бессточной впадины осадками (Wissman, 1951).

В качестве еще одного примера применения геологических методов можно привести прослеживание фаций континентальных дельт на палеогеологических картах, что даст возможность установить их миграцию и деформацию (см. рис. 43), которые могут быть следствием как тектонических движений, так и изменений климата или разбора вод на орошение.

§ 63. Методы горизонтальных измерений, основанные на наблюдении за перемещениями водной поверхности, в системах отсчета, связанных с земной корой

а) Анализ миграции древних береговых линий водных бассейнов основывается, подобно повторным топографическим съемкам береговых линий, на предположении, что перемещение береговой линии является вместе с тем перемещением нулевой изогипсы (или нулевой изобаты). Для установления прежнего планового положения береговых линий служат те же признаки, что и для установления их высотного положения (см. § 52). Наиболее четко плановое положение береговых линий фиксируется береговыми валами. Анализ расположения

береговых валов выдвигается О. К. Леонтьевым (1954) в качестве важнейшего метода морфологического анализа динамики (в смысле кинематики) морских берегов. Джонсон (Johnson, 1938) называет береговые валы «линиями роста береговых форм».

Береговые валы могут быть использованы не только для измерения величины выдвигания аккумулятивных берегов, но и для определения отступления абрадируемых берегов. При этом они служат для восстановления прежнего положения береговой линии путем мысленного соединения участков валов, пощаженных размывом (Буданов, 1951; Guilcher, 1954). Однако основное значение для наблюдения за миграцией абрадируемых берегов имеют древние абразионные уступы (см. рис. 39).

Свидетельством прежнего положения береговой линии могут служить абразионные останцы. Рувиль (Rouville, 1946) приводит пример останца, поднимавшегося в 1902 г. из моря в 70 м впереди береговой линии. В исторических документах сохранились сведения о том, что этот останец отделился в 1745 г. Таким образом, скорость отступления берега оказывается равной $\frac{70}{157} = 0,45 \text{ м/год}$.

Среди сооружений, фиксирующих прежнее положение береговой линии, большое значение имеют маяки, переставляемые по мере нарастания или размыва берега. Исторические документы позволяют установить даты переноса маяков. Этот прием, дополненный сличением старых карт, позволил, например, определить скорость роста косы Спэрн в Англии, окончание которой служило местом для маяка (Steers, 1948). Средняя скорость удлинения косы за 200 лет составляла 12,4 м в год (табл. 9).

Таблица 9

Удлинение косы Спэрн в Англии

Годы	Удлинение косы, м	Скорость удлинения, м в год	Годы	Удлинение косы, м	Скорость удлинения, м в год
1676—1766	1650	18,3	1786—1851	275	4,2
1766—1771	256	51,8	1851—1864	103	8,0
1771—1786	137	9,1	1864—1875	55	5,0

Памятники материальной культуры, сравнительно легко поддаваясь датировке, позволяют, как правило, определять скорости перемещения всего лишь в одной точке береговой линии. Интересным исключением из этого правила является исследование Мак-Интайра и Моргана (McIntire a. Morgan, 1955), построивших для дельты Миссисипи, по археологическим находкам, карту последовательности заселения, шедшего вслед за отступающим

морем. Тем самым было прослежено выдвигание морского края дельты. Для перехода от относительной археологической хронологии к абсолютной был использован радиоуглеродный метод.

Следует указать на возможность определения скорости выдвигания берега геоботаническим методом — по возрасту поселяющихся на нем деревьев. К возрасту деревьев необходимо прибавлять время, истекшее после осушения до поселения деревьев и равное на Байкале для пляжей и островов 10—15 годам, для береговых склонов 2—5 годам (Галазий, 1960).

б) Анализ миграции прибрежных фаций водных бассейнов. Восстановление очертаний древних морей путем анализа фаций осадков является одним из самых действенных методов изучения тектонических движений геологического прошлого. Обосновывая этот метод, А. П. Карпинский считал, что колебания уровня моря, во всяком случае в пределах Европейской России, никогда не достигали большой величины и, следовательно, «мы можем, не боясь больших погрешностей, береговую линию бывших в России морских бассейнов принять за нулевую горизонталь или изогипсу. Однако, — оговаривался А. П. Карпинский, — если возникновение депрессии обуславливается относительным понижением области, по которой распространяются воды прилежащего морского бассейна, то перемещения береговой линии не могут еще служить мерилom подобного колебания почвы. При таких условиях, как известно, могущественным геологическим деятелем является так называемая морская абразия (т. е. размывающее действие наступающего моря). Эта абразия может отодвинуть береговую линию далеко внутрь материка, уничтожив такие его поверхностные толщи, которые, при данных размерах понижения, не могли бы опуститься ниже морского уровня. Меньшее значение по отношению к зависимости между перемещениями береговой линии и колебаниями земной коры имеют изменения земной поверхности, производимые континентальной денудацией...» (1947, стр. 103).

В качестве предельной величины ошибки, возникающей за счет абразии, следует принимать наибольшую ширину абразионной платформы, образующейся при отсутствии взаимных перемещений моря и суши. Эта ширина, по новейшим данным, оценивается от 20 км, по В. П. Зенковичу (1962) до 0,5 км, по Бредли (Bradley, 1958). Учитывая, что такого рода построения ведутся в мелком масштабе, даже верхний предел ошибки за счет абразии не так уже велик и во всяком случае меньше погрешности из-за неполноты геологических документов.

На основании анализа миграции прибрежных фаций водных бассейнов составляются серии карт, каждая из которых показывает распределение суши и моря для данного отрезка геологического времени. Более наглядным является совмещение разновременных береговых линий на одном чертеже, в виде так называемых

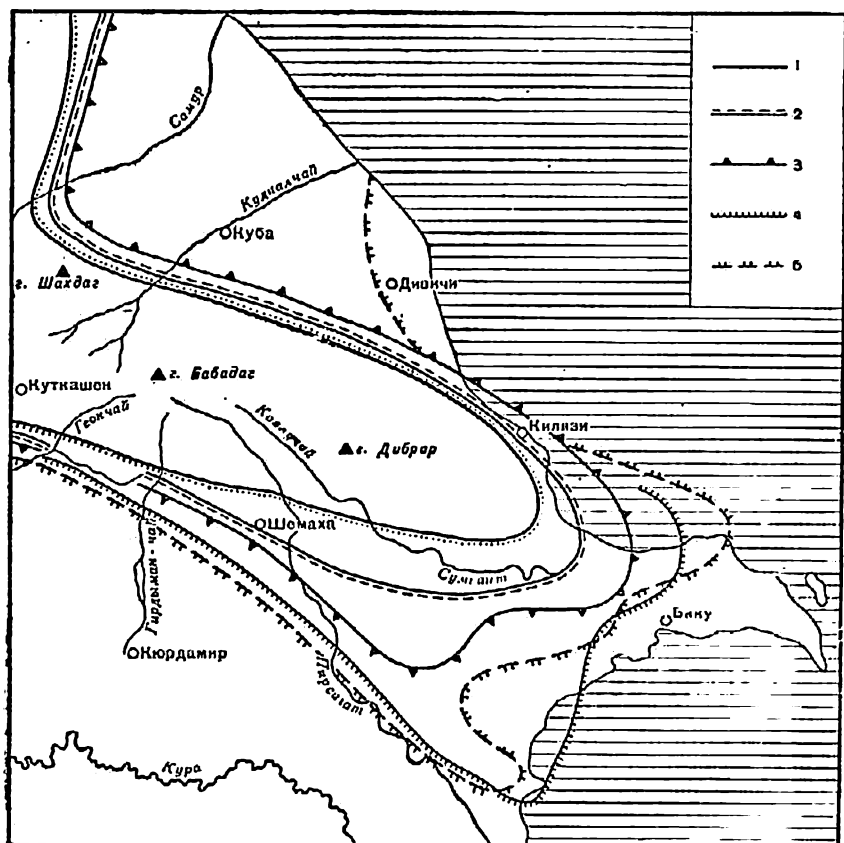


Рис. 81. Перемещение береговой линии моря в верхнем плиоцене на территории юго-восточного Кавказа.

Границы бассейнов: 1 — акчагыльского; 2 — нижнеапшеронского; 3 — среднеапшеронского; 4 — верхнеапшеронского; 5 — бакинского (по Хиппу, 1950)

карт трансгрессий и регрессий (рис. 81). Пользуясь такими картами, можно было бы, вообще говоря, рассчитать скорости миграции, расширения и сокращения областей поднятий и опусканий. Однако пока, насколько нам известно, таких попыток не делалось.

Оригинальный вариант анализа фаций был разработан Е. Н. Невеским (1959) для определения скорости перемещения древней пересыпи, некогда отделявшей лиман от моря. Скважины, пройденные вибропоршневой трубкой, показывают, что в лимане отлагались илестые осадки с годичной слоистостью. Средняя скорость их образования составляет $v=1,5$ мм/год.

Отступающая пересыпь перекрывала илистые осадки. Когда она отступила, например, на $S = 370$ м, под ней оказался слой ила мощностью $m = 236$ см, образовавшейся за время.

$$T = \frac{m}{v} = \frac{2360}{1,5} = 1573 \text{ года. То же самое время понадобилось}$$

для перемещения пересыпи на эти 370 м, и скорость перемещения, таким образом, равна $u = \frac{S}{T} = \frac{370}{1573} = 0,24$ м/год. Математическая символика в этот вывод введена нами и основывается на решении, которое было дано К. Г. Войновским-Кригером (1948) для перемещения углеобразующей зоны.

в) Анализ миграции урезом рек служит для измерения интенсивности размыва и нарастания речных берегов, блуждания меандр, островов и других эрозионно-аккумулятивных форм рельефа. Наиболее подробно история перемещений речных берегов запечатлевается береговыми валами, образующими гривистый микрорельеф поймы. Пользуясь аэрофотоснимками пояса береговых валов, И. В. Попов (1955) установил изменения во времени ширины пояса меандрирования, длины и кривизны русла реки в целом, длины и шага отдельных излучин, а также проследил вращательное движение пар смежных излучин. Для определения скорости перемещений И. В. Попов сопоставил съемки 1879 и 1945 гг. За 66 лет ширина одного из перешейков между меандрами сократилась на 174 м, т. е. перешеек суживался со скоростью $174 : 66 = 2,6$ м в год. Скорость размыва каждого берега перешейка была $\frac{2,6}{2} = 1,3$ м/год. С той же скоростью наращивались противоположные аккумулятивные берега. Общая ширина полосы гривистого микрорельефа поймы, охваченная анализом по аэрофотоснимкам, составляла 780 м, что отвечает промежутку времени в $780 : 1,3 = 530$ лет. На этой полосе протягивалось 38 береговых валов, и средняя скорость образования одного берегового вала равна $\frac{530}{38} = 14$ годам.

Пользуясь опять-таки аэрофотоснимками, можно, согласно П. А. Козловскому (1934), проследить полосы в растительном покрове, фиксирующие каждое более или менее длительно сохранявшееся положение русла. Спиливая ряд деревьев на поперечнике и подсчитывая количество годичных колец, можно определить скорость бокового перемещения русла.

Величина боковой эрозии устанавливается также по ширине террас. Например, Волга в районе Горьковско-Чебоксарского Поволжья с конца среднего плейстоцена, т. е. за 100 тыс. лет, сместилась на 5—7 км; средняя скорость миграции составляет 5—7 см/год (Емельянова, 1959).

О возможностях использования сооружений для определения скорости боковой эрозии может дать представление следующий

пример. С. В. Лютцау (1959) обследовал в 1958 г. танковые ловушки, сооруженные в 1941 г. на подмываемом берегу р. Москвы. Длина неразмытых ловушек была 11 м. У размытых она сокращалась до 3,7 м. Таким образом, за 17 лет было размыто не менее 7 м, т. е. скорость размыва достигала 0,4 м/год.

г) Анализ изгибов рек. В качестве свидетельств тектонических поднятий, преимущественно в платформенных областях, в последнее время с успехом используются речные излучины, огибающие тектонические поднятия (Зеккель, 1948; Трескинский, 1950; Геренчук, 1960). Анализ изгибов рек применяется как качественный метод, указывающий на наличие поднятия. Однако, вообще говоря, с его помощью можно получить ориентировочные количественные результаты. Для этого следует, опираясь на точки, соответствующие началу и концу излучины, и имея в виду общее очертание реки за пределами излучины, построить предполагаемое прежнее, существовавшее до тектонического поднятия течение реки. Расстояние между современным и прежним положением русла представит собой горизонтальное перемещение геометрической (но не вещественной) поверхности земли вследствие тектонического поднятия. Разумеется, полученные результаты будут весьма приближенными, поскольку приспособление реки к тектоническому поднятию никогда не может быть чисто пассивным.

§ 64. Методы измерений в местных системах отсчета ¹

а) Анализ мощности слоев. Искусственные маркирующие горизонты, создаваемые для измерения скорости современного осадконакопления (см. § 46б), воспроизводят поверхности напластования, возникающие естественным путем и фиксирующие в геологическом разрезе последовательные положения земной поверхности. Любую из поверхностей напластования можно принять за естественный геохронологический репер и измерить относительно нее мощность наконившегося впоследствии слоя осадков.

Мощность слоя может быть измерена в различных направлениях. Различают истинную, или нормальную, вертикальную и горизонтальную мощности. Если слои не дислоцированы или, будучи дислоцированными, мысленно возвращены в первоначальное положение, то каждая из этих мощностей представляет собой соответственно нормальное, вертикальное или горизонтальное перемещение земной поверхности вследствие осадконакопления. Естественной мерой мощности и перемещения является нормальная мощность. Однако для измерения величины осадконакопле-

¹ Описываемые здесь методы были рассмотрены нами ранее (Цедварини, 1956) под названием «методы непосредственного измерения мощности слоя сноса и осадконакопления».

ния удобнее пользоваться вертикальной или (реже) горизонтальной мощностью. Для морских и озерных осадков, отлагающихся практически горизонтально, вертикальные мощность и перемещение совпадают с нормальными.

Вообще говоря, слоистость не является непременно условием возможности измерения перемещений мощностью слоя. Осадконакопление происходит чаще всего постепенно, и каждая частица осадочной толщи лежала некогда на поверхности земли. Поэтому расстояние между двумя частицами осадочной толщи может рассматриваться как мощность слоя и как перемещение поверхности в данном направлении. Использование слоистости в качестве признака одновременности отложения безусловно необходимо в дислоцированных отложениях.

Чтобы определить скорость осадконакопления, надо выяснить длительность образования слоя. С этой целью пользуются несколькими методами, различающимися по способу измерения времени.

Метод замера мощности слоев, датированных ритмичностью осадконакопления, распространен очень широко (Архангельский, 1927; Сакс, 1950; Richter-Bernburg, 1950 и др.). Мощность слоя или пары слоев, отложившихся в течение года, непосредственно выражает среднюю годовую скорость осадконакопления. С. В. Бруевич (1949а) называет метод измерения скорости осадконакопления по мощности годовых слоев методом подсчета годовых слоев. Но эти два метода необходимо строго различать: первый служит для измерения скорости, второй — времени.

Путем измерения мощности годовых слоев устанавливается величина скорости осадконакопления, осредненная всего лишь за год, поэтому этот метод наиболее точный из всех методов последующих измерений. Вместе с тем область его применения ограничена отложениями с годичной слоистостью. Вообще говоря, для измерения скорости осадконакопления может быть использована также ритмичность слоев, обусловленная многолетними климатическими циклами или тектоническими колебаниями (флиш).

Метод замера мощности слоев, датированных содержанием продуктов радиоактивного распада, используется в настоящее время для определения скорости накопления морских осадков (Старик и Жарков, 1962; Petterson, 1953). Иониевый метод основан на определении изменения с глубиной соотношения между радием и выделяющимся при его распаде ионием; он применим для последних 300—400 тыс. лет. Радиоуглеродный метод основан на определении содержания в осадке радиоактивного изотопа углерода C^{14} ; его применение ограничено последними 30—50 тыс. лет.

Метод замера мощности слоев, датированных памятниками материальной культуры, был использован, например, Н. Ф. Барковым (1913) для определения скорости золотого накопления на

развалинах древнегреческого города Ольвии в южнорусских степях. Разрушение Ольвии и начало ее погребения эоловыми отложениями относится к VII в. За 12 столетий она оказалась перекрытой слоем мощностью от 2,2 до 2,5 м; таким образом скорость осадконакопления равна в данном случае примерно 2 мм в год. Далее, при раскопках Ольвии обнаружены эллипские водостоки II в. до н. э., а над ними римские водостоки II в. н. э. Мощность разделяющего их слоя составляет 0,8 м, что дает ту же скорость осадконакопления — 2 мм/год.

Датировка памятниками материальной культуры ограничена во времени несколькими десятками тысячелетий, а в пространстве — случайностью культурных находок. Точность зависит от качества памятников и условий их погребения. Наиболее точные результаты достигаются в тех случаях, когда сохранилась письменная датировка памятников.

Метод замера мощности слоев, датированных возрастом деревьев, применялся для установления скорости нарастания вторичных почв, начавших образовываться одновременно с заселением деревьями прежних культурных земель, первичные почвы которых были уничтожены почвенной эрозией (Bennett, 1947).

Метод замера мощности слоев, датируемых сменой поколений лесного покрова, разработан М. А. Глазовской (1956) на примере мелкоземистых накоплений на осыпях и селевых конусах выноса в горно-лесном поясе хр. Терской-Алатау. М. А. Глазовская полагает, что около одной трети массы мелкозема образуется в результате гумификации и минерализации остатков деревьев, густота произрастания которых до появления человека была вдвое большей, чем сейчас, а именно 1 дерево на 12—15 м². Чтобы на этой площади накопился слой мелкозема мощностью 0,5 м при объемном весе 1,3 т/м³, на поверхность должно поступить $15 \times 0,5 \times 1,3 \times 0,33 = 3,2$ т золы. Такое количество золы могут дать 30—35 поколений ели. При 250-летнем возрасте елей длительность накопления полуметрового слоя мелкозема оказывается равной 8-9 тыс. лет. Отсюда можно подсчитать, что скорость накопления мелкозема составит $\frac{500}{8000 \div 9000} = 0,5 \div 0,6$ мм/год. Приближенный характер этих вычислений отмечается самим автором.

Метод замера мощности слоев, датируемых скоростью движения ледника, был предложен М. И. Ивероновой для определения скорости накопления материала, осыпающегося со склонов трога на поверхность движущегося ледника. Обозначим через Q объем отложений, накопившихся на участке поверхности ледника длиной d и шириной b за время Δt . Мощность накопившегося слоя будет

$$m = \frac{Q}{db}, \quad (129)$$

а скорость отложения

$$v = \frac{m}{\Delta t} = \frac{Q}{db \Delta t}. \quad (130)$$

Все величины, входящие в правую часть выражения (130), кроме Δt , определяются непосредственным измерением. Время Δt может быть установлено, исходя из скорости движения льда v_x , по формуле

$$\Delta t = \frac{d}{v_x}. \quad (131)$$

Подставив (131) в (130), имеем

$$v = \frac{Qv_x}{d^2b}. \quad (132)$$

Метод замера мощности слоев, датированных посредством геохронологической шкалы, основывается на определениях возраста пород, произведенных различными способами в различных пунктах. При помощи методов геологической корреляции эти определения сводятся в абсолютную геохронологическую шкалу, позволяющую датировать любой разрез, для которого установлена относительная геохронология. Среднюю скорость накопления стратиграфического горизонта в данном пункте можно определить, если известна его мощность и абсолютная длительность соответствующего отрезка геохронологической шкалы. Одним из первых опытов в этом направлении была построенная Слоссом (Sloss, 1950) карта равных скоростей накопления палеозойских отложений в штате Монтана.

В других случаях посредством геохронологической шкалы определяется возраст маркирующего горизонта. Так, в колонках морских илов по изменению видового состава фораминифер или общего облика осадка устанавливается глубина горизонта, отвечающего окончанию последней стадии оледенения. Затем, согласно той или иной шкале, определяется длительность последне-никовой эпохи, и по этим данным вычисляется скорость осадконакопления.

Датировка посредством геохронологической шкалы имеет самую широкую область применения, охватывая всю геологическую историю. Однако она дает значения скоростей, осредненные за промежутки времени геологической длительности.

Метод замера мощности слоев, датируемых непосредственно или на основании исторических документов, распространен весьма широко. Непосредственная датировка слоев самим наблюдателем с последующим измерением мощности производится при быстро протекающих процессах, например осадконакоплении в течение паводка или пыльной бурн. Скорость запыления

водохранилищ вычисляется, исходя из мощности наносов, определяемой зондированиями, и даты создания водохранилища. Историческими данными о времени извержений вулканов датируются прослои вулканических пеплов, служащие маркирующими горизонтами для измерения скорости накопления лежащего выше слоя осадков (Mellis, 1954). Исторически зафиксированная дата начала садки современного пласта смешанных солей в Кара-Богаз-Голе—1939 г.—позволила М. П. Фивегу (1954) определить скорость садки этого пласта. К 1953 г. мощность его составила 137 см, и скорость накопления равна 110 мм/год.

Итак, мы видим, что метод измерения величины осадконакопления путем замера мощности слоев распадается на ряд частных методов измерения скорости осадконакопления, различающихся в зависимости от способов измерения длительности осадконакопления. Это следовало ожидать, поскольку скорость есть составная физическая величина, представляющая собой отношение величины перемещения к его длительности. А для измерения той и другой величины служат различные методы.

б) Сопоставление мощностей слоя в соседних разрезах служит, в одном из своих вариантов, массовым методом оценки интенсивности почвенной эрозии (Соболев, 1948; Сурмач, 1954; Kohnke a. Dreibelbis, 1939). Степень смывости почв определяется по выпадению из разреза верхних горизонтов почвы. В качестве эталона необходимо иметь профиль с нормальным развитием почвенных горизонтов. В областях с многовековой сельскохозяйственной культурой найти такой эталон затруднительно. Осложнения возникают также в случае почв с плохо выраженными почвенными горизонтами. Установление этим методом скорости эрозии в большинстве случаев, как отмечает Г. В. Лопатин (1952), затруднено неточностью определения продолжительности водной эрозии на данном участке. Производившиеся попытки измерения скорости (Панков, 1937) исходили из того, что время начала интенсивного смыва относится к земельной реформе 1861—1862 г., эта дата принималась за начало смыва почвы вообще.

Аналогичный метод служит для установления размеров денудации в геологическом прошлом путем сравнения полной мощности какой-либо толщи с ее мощностью там, где слой подвергся размыву (Храмушев, 1939; Ленных, 1948; Кривенков, 1962). Те же признаки используются для определения величины уплотнения осадков. Так, согласно Фиску (Fisc a. o., 1954), мощность слоя свежеотложившихся, еще не уплотненных глин в надводной части дельты Миссисипи равна 66 м, тогда как во внутренней части дельты, где те же глины уже подверглись уплотнению, мощность их уменьшается до 33 м. Величина уплотнения и соответствующего перемещения поверхности составляет 33 м.

Рассмотренные примеры представляют собой аналоги метода текущих измерений перемещений относительно закопанных пластин (см. § 46г), роль которых здесь принимает на себя пошва пласта.

Величина уплотнения осадков может быть определена и в том случае, когда в рыхлых отложениях содержатся включения, например, гальки или конкреции, не испытывшие уплотнения (Lahee, 1931; Kosaпke а. о., 1939; Приходько, 1963). Около них образуются раздувы пласта, указывающие на минимальный предел первоначальной мощности. Этот способ не имеет аналогов среди методов текущих измерений. Но он наводит на мысль о том, что для определения уплотнения на поверхность свежего осадка можно класть шары с объемным весом, примерно равным объемному весу осадка. Шары будут погребаться и возле них образуются раздувы слоев, относительную мощность которых можно будет установить последующим раскапыванием.

Приведем пример определения рассматриваемым методом, т. е. путем сопоставления мощности слоя в соседних разрезах, скорости аккумуляции (Городцов, 1928). Насыпание кургана приостанавливает рост слоя чернозема. Но в окрестностях кургана чернозем продолжает нарастать. Разность мощности слоя чернозема под курганом и рядом с ним, деленная на возраст кургана (определяемый по археологическим находкам), будет представлять собой скорость нарастания чернозема. Так, в одном случае мощность чернозема под курганом, возраст которого равен 600 годам, оказалась на 39 см меньше, чем в открытом поле. Отсюда следует, что скорость роста слоя чернозема составляет 0,6 мм/год. Курган в этом случае играет опять-таки роль защитного покрытия. Анализируя этот пример, необходимо заметить, что под курганом не только приостанавливается нарастание мощности слоя чернозема, но, видимо, будет происходить его деградация и убывание мощности. В этом случае подсчитанная выше скорость будет завышенной.

Еще одним аналогом метода измерений относительно защитных покрытий является использование для измерения скорости растворения поверхности известняков так называемых карровых столов (Bögli, 1961). Они образуются подобно ледниковым столам (см. § 46в): под валуном, лежащим на поверхности известняка, выщелачивание приостанавливается, и валун остается покоиться на известняковой почке, высота которой равна толщине растворившегося слоя породы. Таким образом, валун фиксирует собой ту опорную первоначальную поверхность, которой нам не доставало при измерении интенсивности выщелачивания глубиной карров в § 62а.

в) Анализ погребения или обнажения сооружений, стволов растений, валунов. Положение земной поверхности во время возведения сооружения фикси-

руется обрезом фундамента. Обнажившаяся часть фундамента представляет собой меру сноса, а величина погребения наземных частей сооружения — меру осадконакопления. Если известна дата возведения сооружения, то можно подсчитать нижний предел скорости денудации или осадконакопления. Этот метод применим к измерению как вертикальных (Мушкетов, 1926; Beaumont, 1845), так и горизонтальных перемещений (Солнцев, 1937). От-

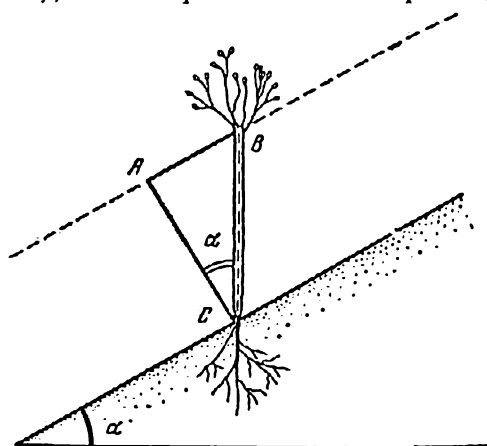


Рис. 82. Определение по длине обнажившегося корня вертикальной (BC) и нормальной $AC = BC \cos \alpha$ мощности смытого слоя (по Рамзаеву, 1956)

сутствие признаков обнажения или погребения древних сооружений приводится, наоборот, как свидетельство ничтожно малых размеров сноса или осадконакопления. Следует иметь в виду, что наземные сооружения могут оказаться ниже поверхности земли вследствие осадки сооружения.

Аналогичным образом место перехода ствола в корни фиксирует нормальное положение поверхности земли по отношению к растению. Поэтому глуби-

на обнажения корней выражает размеры денудации (рис. 82), а высота погребения ствола равна мощности осадконакопления. Возраст растения указывает верхний предел промежутка времени, в течение которого шло обнажение или погребение, и позволяет вычислить нижний предел скорости перемещения. Этот метод широко распространен при изучении эрозии почв и других процессов сноса и осадконакопления (Земляничкин, 1937; Панков, 1937; Денисов, 1960; Beaumont, 1945; La Marche, 1961).

Ископаемые вертикально стоящие стволы деревьев приводятся как свидетельства большой скорости их захоронения — в течение нескольких месяцев или лет, потому что за более длительный срок они успели бы рухнуть (Рухин, 1959). Подобным же образом, но в качестве доказательства медленности осадконакопления, Шотт (Schott, 1938) указывает на валуны ледниковой эпохи, наполовину выступающие над поверхностью осадка в северной части Атлантического океана.

Во всех этих примерах сооружения, деревья, валуны служат естественными стержневыми реперами, подобными тем, которые искусственно создают при текущих измерениях (см. § 46а).

г) Анализ ходов камнеточцев как метод измерения интенсивности абразии рассматривался В. Н. Никитиным (1951). Моллюски-камнеточцы, по мере внедрения в породу, растут. Соответственно увеличивается диаметр образуемого ими хода. Наблюдения за жизнью современных моллюсков позволяют установить взаимосвязь диаметра и глубины хода с возрастом моллюска. Зная эту зависимость, по диаметру отверстия хода на абразионной поверхности, можно определить толщину слоя, смытого за время внедрения моллюска. Диаметр концевой части хода укажет возраст моллюска, т. е. время, в течение которого происходил размыв. Разделив толщину смытого слоя на продолжительность размыва, получим скорость размыва. Многочисленность ходов моллюсков позволяет применить для повышения точности статистический метод. Аналогом анализа ходов камнеточцев среди методов текущих измерений являются повторные замеры глубины шпуров (см: § 46д).

§ 65. Методы пространственных и вертикальных измерений в системе отсчета, связанной с высотными ландшафтными поясами

а) Анализ разъединения биогеографических ареалов. Дарвин (1955), обнаружив общие черты между ископаемой фауной пампасов Аргентины и современной фауной Северной Америки, сделал из этого вывод о том, что причина нынешнего зоологического разделения Северной и Южной Америки кроется в недавнем поднятии Мексиканского плоскогорья или, что более вероятно, в опускании суши в Вест-Индском архипелаге. Продолжая эту мысль, Дарвин в доказательство недавнего опускания Берингова пролива привел общность некоторых родов третичных животных Сибири и Северной Америки.

При такого рода построениях исходят из того, что в настоящее время существуют два разобщенных ареала биологического вида или комплекса видов, обитающих в определенном ландшафтном поясе, например сухопутных. В области, разделяющей ареалы, данные виды отсутствуют и не могут существовать потому, что она расположена в другом поясе, например, покрыта морем. Из этих предпосылок делается вывод, что некогда оба ареала были едины, а разделяющая их область была сушей. Впоследствии эта область переместилась в другой ландшафтный пояс, и ареалы разъединились. Величина перемещения равна разности высот или глубин соответствующих ландшафтных поясов. Точное определение величины перемещения затруднительно вследствие, во-первых, большого диапазона вертикального распространения видов, а во-вторых, явлений последующего размыва, аккумуляции и колебаний уровня моря.

Неосторожное пользование — слабая обоснованность родственных связей, недооценка способности организмов к преодолению

нию расстояний и препятствий — сильно скомпрометировало анализ разъединения ареалов как метод изучения тектонических движений; многие биогеографические мосты рухнули, как только к ним были применены контрольные геологические методы (Хани, 1954; Mayer, 1951). Поэтому в настоящее время анализ разъединения биогеографических ареалов рекомендуется применять только в комплексе с другими методами. Так, подтверждением недавнего затопления суши, выявляемого по разрывам ареалов распространения пресноводных рыб, может служить слияние затопленных долин тех рек, в которых водятся эти рыбы (Линдберг, 1955).

Разъединение биогеографических ареалов может быть объяснено и другой причиной — распылением материков (Вегенер, 1925). Такое объяснение относится к области субстанциальных методов, основанных на анализе разрывов (см. § 50а). Эта возможность двоякой трактовки, даже с позиций собственно измерения перемещений, еще более осложняет применение рассматриваемого метода.

б) Анализ разъединения фаций является геологическим аналогом анализа разъединения биогеографических ареалов. Согласно Те Пунга (Te Punga, 1953а), общность фауны Северного и Южного островов Новой Зеландии и наличие в конгломератах о-ва Северного гальки пород, развитых на о-ве Южном, свидетельствуют о единстве обоих островов в течение большей части плейстоцена. Методами динамической палеогеографии устанавливается, что конгломераты являются прибрежными образованиями и перенос гальки производится течением, направлявшимся с юга на север. Следовательно, во время отложения конгломератов между Северным и Южным островами существовало либо сухопутное соединение, либо очень мелководный пролив, а современная глубина пролива — результат опусканий, происшедших после отложения конгломератов.

в) Анализ смены фаций в геологическом разрезе. Анализ фаций осадков позволяет, как было сказано в § 55б, определить глубину их образования. Разность глубины образования двух слоев — нижнего H_0 и верхнего H — выражает собой перемещение дна ΔH за промежуток времени между образованием слоев:

$$\Delta H = H_0 - H. \quad (133)$$

Эта величина представляет суммарное перемещение вследствие как тектонических движений, так и осадконакопления или размыва. Последовательно анализируя таким образом геологический разрез, можно построить кривую зависимости перемещения дна от времени (см. рис. 74, кривая OP).

При отсутствии достаточных данных для выражения глубины образования осадка в цифрах, остается возможность качественной оценки, устанавливающей, являются ли слои мел-

ководными, нормальными или глубоководными отложениями (см. рис. 51). Рассматривая разрез с этой точки зрения, можно делать выводы о том, происходило ли углубление или обмеление бассейна, шло оно быстро или медленно.

§ 66. Прямые методы измерения скорости осадконакопления

Анализ содержания в осадке органической продукции. Во всех приведенных примерах скорость перемещения земной поверхности определялась как частное от деления величины перемещения на его длительность, причем обе эти исходные величины измерялись самостоятельно. Ниже мы рассмотрим метод, который позволяет находить скорость осадконакопления непосредственно. В его основе лежит определение процентного содержания в осадке планктона. Ломан (Lohmann, 1909), исходя из количества кокколитофорид, обитающих в морской воде, сроков их деления и отмирания, подсчитал, что за 1000 лет отмершие кокколитофориды образуют на дне моря слой мощностью 1 мм. Образующиеся из кокколитофорид известковые пластинки — кокколиты — составляют, по Ломану, 30—70% осадка. Таким образом, скорость осадконакопления равна 0,002 мм/год. Подсчеты Ломана были весьма условны, и полученная им величина оказалась преуменьшенной (Schott, 1938). С внесением числовых коррективов этот метод продолжает развиваться в том же направлении (Bergard et Lecal-Schlauder, 1953). Другое направление было дано ему Муром (Moore, 1955), который, определяя содержание фораминифер в осадке, не задавался скоростью их отмирания, а ограничился лишь допущением, что эта скорость постоянна. Следовательно, содержание фораминифер в осадке N обратно пропорционально скорости осадконакопления v :

$$\frac{N_1}{N_2} = \frac{v_2}{v_1}. \quad (134)$$

Для перехода от относительной скорости v к абсолютной v_a Мур воспользовался радиоуглеродным методом, позволявшим определить среднюю абсолютную скорость осадконакопления $\bar{v}_a$. Подсчитав среднее содержание фораминифер в осадке $\bar{N}$, получим

$$\frac{\bar{N}}{N} = \frac{v_a}{\bar{v}_a}, \quad (135)$$

откуда

$$v_a = \frac{\bar{N}\bar{v}_a}{N}. \quad (136)$$

В. П. Зенкович и Л. А. Ястребова (1946) с той же целью определения скорости осадконакопления анализировали содержание в осадке хлорофилла, попадающего на дно с остатками фитопланктона и водорослевым детритом. При этом необходимо учитывать разложение хлорофилла, замедляющееся по мере его погребения лежащими выше слоями осадков. Поэтому пока получены только качественные результаты.

БАЛАНСОВЫЕ МЕТОДЫ ПОСЛЕДУЮЩИХ ИЗМЕРЕНИИ

§ 67. Методы, основанные на измерении переноса вещества вдоль поверхности земли

Анализ коррелятивных отложений как метод измерения перемещений земной поверхности получил свое обоснование еще у Ч. Лайэлла, который писал: «... обнажение почвы и осаждение осадков составляют части одного и того же процесса... Их быстрота всегда должна ограничиваться одними и теми же причинами, и перенесение твердого вещества в какую-нибудь известную местность должно соразмеряться со скоростью смыывания его в другой... Количество вновь воспроизводимых осадочных пластов всегда должно давать настоящую меру наименьшего обнажения, которому подвергалась земная поверхность» (1886, стр. 176).

Дарвин (1955) обратил внимание на полосу галечниковых равнин Патагонии, простирающуюся вплоть до Кордильер, откуда произошел порфириновый материал галек. Он мысленно представил себе огромные размеры той горной цепи, которая получилась бы, если нагромоздить это огромное скопление галек средней шириной 200 миль и мощностью 50 футов. Однако сейчас мы знаем, что размыв Кордильер и накопление аллювия протекали длительное время на фоне тектонического поднятия гор и что, мысленно обращая этот процесс вспять, мы оцениваем не гипсометрию, а размеры сноса.

Вильямс (Williams, 1932) применил анализ коррелятивных отложений для определения величины депудации поднявшихся в юре Кордильер, исходя из объема осадков верхнемеловой формации монтана. На одну погонную милю фронта Кордильер приходится 246 куб. миль осадков. При ширине горной цепи 75 миль мощность спесенного слоя составит $\frac{246}{75} = 3,3$ мили.

Анализ коррелятивных отложений используется для измерения новейшего и современного эрозионного сноса по объему дельт, конусов выноса балок и оврагов, объему коллювиальных отложений у подножия склонов, объему заиления в водохранилищах (Поляков, 1933; Соболев, 1948; Маккавцев, 1955; Salomon, 1924; Raczkowski, 1958; Starkel, 1960). Величину леднико-

вого сноса определяют по объему морен (Reissinger, 1941; Mogawetz, 1949).

Подобно тому, как тектоническое погружение компенсируется осадконакоплением, скорость сноса с тектонических поднятий в первом приближении может служить мерой скорости тектонического поднятия области сноса. Исходя из этой предпосылки и воспользовавшись для определения скорости сноса

анализом коррелятивных отложений, А. Б. Ронов (1949) проследил историю тектонических поднятий на территории Европейской части СССР (рис. 83). Необходимые для этого данные содержат карты фаций и мощностей отложений, позволяющие восстановить контуры тектонических поднятий, определить их площади, выяснить коррелирующие с ними области осадконакопления и подсчитать объемы коррелятивных отложений. Согласно А. Б. Ронову, средний размер поднятий определяется

формулой $h = \frac{V}{S}$, а

средняя скорость поднятий — формулой $v = \frac{h}{t}$, где S —

площадь поднятия в данную

эпоху; V — объем снесенного материала, определяемый по объему отложений соответствующего стратиграфического горизонта в пределах коррелирующей области осадконакопления; t — длительность данной эпохи в единицах абсолютного времени.

Дадим общее математическое выражение операций, производимых при анализе коррелятивных отложений. Объем коррелятивных отложений представляет собой расходную часть баланса коррелирующей области сноса. Обозначим этот объем через Q_p , причем, согласно § 49а, $Q_p = \frac{G_p}{\gamma}$. Предположим, что приход на границах бассейна сноса отсутствует, $G_n = 0$. Подставляя эти значения в уравнение (114), получим толщину снесенного слоя:

$$\Delta H = - \frac{Q_p}{F_c}. \quad (137)$$

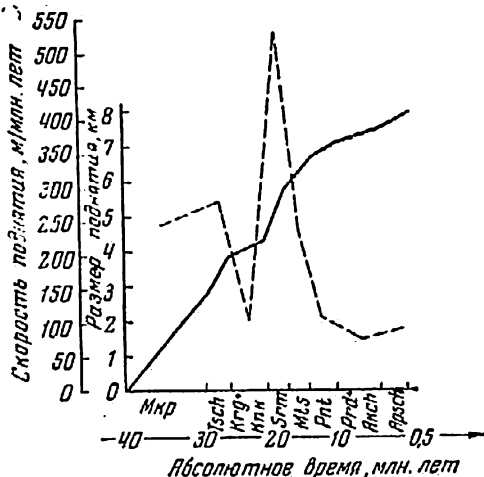


Рис. 83. Средняя величина (сплошная линия) и скорость (прерывистая линия) поднятий геосинклиналей Большого Кавказа, начиная с майкопского времени (по Ронову, 1949)

где F_c — площадь коррелирующего бассейна сноса. Время, в течение которого был снесен этот слой, равно длительности накопления коррелятивных отложений. Скорость сноса будет равна

$$v = - \frac{Q_p}{F_c \Delta t}. \quad (138)$$

Если в уравнениях (137) и (138) заменить ΔH на h , Δt на t , Q_p на V и F_c на S , то мы придем к уравнениям А. Б. Ронова.

§ 68. Методы, основанные на измерении переноса вещества в глубинах земли

Во всех рассматривавшихся вариантах применения балансового метода мы имели дело с переносом материала вдоль земной поверхности. При этом граничная поверхность, разделяющая область сноса и осадконакопления, была вертикальной. Обратимся к методам, использующим наблюдения за переносом вещества в вертикальном направлении, в глубь земли, когда граничная поверхность между областями выноса и накопления является горизонтальной.

а) Анализ состава почвенных горизонтов. А. Ф. Лебедев и Е. Н. Гаукова (1929), сопоставив объемный вес почвы из разных горизонтов с объемным весом материнской породы, обнаружили, что у горизонта A_1 масса уменьшилась на 168 г, у горизонта A_2 — не изменилась, а у горизонта В — увеличилась на 556 г. Принос избытка вещества в горизонт В грунтовыми водами снизу исключается вследствие их глубокого залегания. Остается допустить, что принос происходил сверху вследствие выщелачивания горизонта A_1 . Но приращение массы горизонта В в $\frac{556}{168} = 3,3$ раза

больше потери массы горизонта A_1 . Это можно объяснить, предположив, что первоначальная мощность горизонта A_1 была не 15 см, как сейчас, а в 3,3 раза больше, т. е. 49,5 см, причем разность 49,5 — 15 = 34,5 см. была удалена в результате почвенной эрозии. И. П. Герасимов (1937), указывая возможные источники ошибок, не только не исключает применение этого метода, но и предлагает вариант, в котором сопоставляется содержание в почвенных горизонтах SO_4 .

Обобщим вычисления А. Ф. Лебедева и Е. Н. Гауковой, придав им алгебраическую форму. Обозначим объемные веса почвенных горизонтов через γ_{A_1} , γ_B и γ_C , их мощности через m_{A_1} и m_B , мощность смытого слоя через ΔH . Потеря массы горизонтом A_1 составит $m_{A_1}\gamma_C - m_{A_1}\gamma_{A_1} = m_{A_1}(\gamma_C - \gamma_{A_1}) = 168$ г; приращение массы горизонта В равно $m_B\gamma_B - m_B\gamma_C = m_B(\gamma_B - \gamma_C) = 556$ г. Первоначальная мощность горизонта A_1 , равная $\Delta H + m_{A_1}$, должна быть во столько раз больше его современной мощности m_{A_1} , во сколько раз прира-

щение массы горизонта В больше потери массы горизонтом A_1 т. е.

$$\frac{m_{A_1} + \Delta H}{m_{A_1}} = \frac{m_B (\gamma_B - \gamma_C)}{m_{A_1} (\gamma_C - \gamma_{A_1})}. \quad (139)$$

Решая это уравнение относительно ΔH , получаем мощность смытого слоя

$$\Delta H = m_{A_1} \frac{m_B (\gamma_B - \gamma_C)}{m_{A_1} (\gamma_C - \gamma_{A_1})} - m_{A_1} = -m_{A_1} \left[1 - \frac{m_B (\gamma_B - \gamma_C)}{m_{A_1} (\gamma_C - \gamma_{A_1})} \right]. \quad (140)$$

К выражению (140) можно прийти другим путем, пользуясь методом балансов. Действительно, если первоначальная мощность горизонта A_1 была $m_{A_1} + \Delta H$, то убыль его массы составляет $(m_{A_1} + \Delta H)(\gamma_C - \gamma_{A_1})$. Прибыль массы горизонта В составляет $m_B(\gamma_B - \gamma_C)$. По предположению они равны, откуда получим снова выражение (140).

Подчеркнем еще раз, что здесь составляется баланс переноса вещества не через вертикальную поверхность, разграничивающую области сноса и осадконакопления, а через разграничивающую почвенные горизонты горизонтальную поверхность.

б) Анализ содержания обломочного материала в поверхностном слое как метод измерения почвенной эрозии описан С. С. Соболевым (1948), Дж. Китреджем (1951), М. И. Долгилиевым (1958). У щебенистых почв в результате уноса мелкозема водой и ветром поверхностный слой обогащается щебенкой. Образуется так называемый эрозионный плащ щебенки. Если допустить, что первоначально щебенка распределялась в почвенном слое равномерно, то можно подсчитать мощность ΔH слоя, удаленного денудацией, исходя из мощности m плаща щебенки и содержания крупных фракций в ее плаще d и в подстилающем грунте D . Составим с этой целью уравнение баланса переноса щебенки через современную поверхность земли, разграничивающую области выноса и накопления щебенки. Потеря щебенки из области выноса равна $D \Delta H$. Прибыль щебенки в области накопления — плащ щебенки — составляет $m(d - D)$. Приравнявая эти величины друг к другу, получаем $D \Delta H = md - mD$ или

$$\Delta H = -m \left(1 - \frac{d}{D} \right). \quad (141)$$

В расчет необходимо вносить поправку на сортирующее действие почвообрабатывающих орудий, выносящих часть щебенки на поверхность. Величина поправки устанавливается из соотношения содержания щебенки на поверхности и в пахотном слое на участках, не подверженных эрозии.

в) Анализ плотности пород является методом определения величины оседаний, происходящих в результате уплотнения осадков под действием собственного веса. Это достигается сопоставлением объемного веса пород, подвергшихся уплотнению, с объемным весом современных, неуплотненных осадков аналогичного состава и генезиса (Венгера а. отг, 1954; Wiggers, 1954). Обозначим для неуплотненных осадков объемный вес γ_1 и мощность слоя m_1 , а для уплотненных соответственно γ_2 и m_2 . По условию неизменности массы породы, $\gamma_1 m_1 = \gamma_2 m_2$ или $m_1 = \frac{\gamma_2}{\gamma_1} m_2$. Вычитая отсюда m_2 , получим величину перемещения вследствие уплотнения

$$\Delta H = -m_1 - m_2 = m_2 \left(1 - \frac{\gamma_2}{\gamma_1} \right). \quad (142)$$

Для просадок лёссовых пород удобнее пользоваться значениями первичной n_1 и конечной n_2 пористости. Объемный вес и пористость (в процентном выражении) связываются соотношением $n = 100 \frac{\delta - \gamma}{\gamma}$, где δ — удельный вес. Решив это соотношение относительно γ и подставив последнее в (142), получим для относительной пористости выражение

$$S = \frac{\Delta H}{m_2} = \frac{n_1 - n_2}{100 - n_1}, \quad (143)$$

которое ранее выводилось Ф. И. Вороповым и Л. В. Дмитриевым (1940) и из которого можно получить перемещение ΔH .

Формулы (142) и (143) по своей структуре аналогичны формулам (140) и (141). Поэтому анализ плотности пород можно условно отнести к числу методов балансирования переноса вещества в глубь земли.

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ¹

I. СМЕЩЕНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

А. Упругие колебания

Тектонические, вулканические и денудационные землетрясения; сотрясения при взрывах; сотрясения от ударных и вибрирующих воздействий механизмов (§ 29в).

Б. Смещения с преобладанием вертикальной составляющей

Тектонические колебательные и складчатые движения; изостатические движения (§ 29а, 30а, 31г, д, ж, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 43г, 47а, 50а, б, 52а, б, 53а, б, в, г, д, е, 54а, б, 55а, б, 58, 60в, г, 62г, 63б, г, 65а, б, в, 67). Образование лакколлитов (§ 29а, 30а, 31д, 39, 53б, д, 59а, 60в, г). Экструзивная вулканическая деятельность (§ 42а, в, 60а). Приливо-отливные движения земной коры (§ 39). Гидротермические движения (§ 29а, б, 30а, б, 32а, б, в, 33б, е, 39а, б, в, 46е, 60а). Образование гидролакколлитов (§ 29а, б, 30а, б, 32а, б, в, 39, 42а, а, 44а, б, 50а, б, 60а, б). Набухание при разгрузке (§ 29а, б, 30а, б, 32а, б, в, 39). Уплотнение под действием собственного веса; осадки под нагрузкой; просадки лёссовых пород (§ 29а, б, 30а, б, 32а, б, в, 33а, е, ж, 39, 42а, в, 44а, б, 46е, 50а, 60а, 64б, 68в). Проседания карстовые, термокарстовые, суффозонные (§ 29а, б, 30а, б, 32а, б, в, 33е, ж, 39, 42а, в, 44а, б, 46е, 50а, 60а, б). Сдвиги под влиянием горных разработок (§ 29а, 30а, б, 33а, в, е, 39).

В. Смещения с преобладанием горизонтальной составляющей

Эпейрофорез (§ 40, 50а, 56, 57). Отседание склонов (§ 29а, б, 31а, б, д, 39, 42а, в, 44а, б, 50а, 60а). Дефлюкция (§ 29а, б, 31а, д, е, 33б, в, г, е, 39, 51). Солифлюкция (§ 29а, б, 31а, б, в, д, е, 33б, в, г, д, е, 42а, 44а, 51). Движение оползней (§ 29а, б, 31а, б, в, д, е, 33б, в, г, е, 39, 42а, в, 44а, б, 50а, 51, 60а, 62а). Движение каменных потоков (§ 29а, б, 31а, б, в, д, е, 44а, б, 62). Движение осей (§ 29а, б, 31а, б, в, д, е, 33б, в, г, е, 62а). Движение ледников (§ 29а, б, 31а, б, в, д, е, 33б, в, г, е, 39, 42а, в, 44а, б, 50а, 60д, 62а, в).

II. ЗАМЕЩЕНИЕ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Обвалы (§ 42а, в, 44а, в, 60а). Обвальная аккумуляция (§ 42а, в, 60а, 64а). Осыпание (§ 42а, в, 46а, д, 49г, 60а, 64а). Осыпная аккумуляция (§ 42а, в, 46г, 60а, 64а, в). Склоновый смыв (§ 42а, б, 46а, в, 49в, 64б, в). Склоновая аккумуля-

¹ В скобках указаны параграфы с описанием методов, применяемых для измерения данного процесса.

ляция (§ 42а, б, в, 46а, 60а, 64а, в). Речная и овражная эрозия (§ 42а, б, в, 43а, б, в, г, 44а, б, 45б, в, 46а, б, в, г, д, 48а, 49а, 60а, б, д, 61, 63в, 64б, в). Речная и овражная аккумуляция (§ 42а, б, в, 43а, б, в, г, 44а, б, 45б, в, 46 а, б, г, 48а, 49а, 60а, б, д, 61, 62г, 63в, 64а, в). Абразия (§ 42а, б, в, 45а, в, 46а, в, г, д, 47а, 60а, б, 63а, 64б, в, г, 65в). Осадконакопления в водных бассейнах (§ 42а, б, в, 45а, в, 46а, б, г, 47а, 49и, 60а, б, 63а, 64а, в, 65в). Эоловое развевание (§ 42а, б, в, 44а, б, 46а, г, д, 60а, б, 62а, б, 64б, в). Эоловое нивелирование (§ 42а, б, в, 44а, б, 46а, б, г, 60а, б, 62а, б, 64а, в). Нивация (§ 32а, б, в, 46в, 49с, 60а). Снеговая аккумуляция (§ 32а, б, в, 46г, 49с, 60а, 64в). Ледниковое выпахивание (§ 46д, 49д, 60а, 64б). Ледниковая аккумуляция (§ 49д, 60а, 64б). Абляция ледников (§ 42б, г, 46а, в, д, 49ж). Движение лавовых потоков и накопление лав (§ 42а, в, 44а, б, 47а, 60а, в, 64а). Производство копаных выемок и насыпей (§ 42а, в, 44а, б, 47а, 60а). Карстообразование (§ 42а, в, 44а, б, 46а, в, д, е, 49б, 60а, б). Псевдокарстообразование в глинистых породах (§ 42а, в, 44а, б, 60а, б). Проходка подземных горных выработок (§ 42а, в, 44а, б, 60а). Эксплозивная вулканическая деятельность; взрывание на выброс; образование артиллерийских воронок (§ 42а, в, 44а, б, 60а, 64а, в).

**КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТОДОВ ИЗМЕРЕНИЯ
ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ
ПО ТЕХНИЧЕСКИМ ПРИЕМАМ ПРОИЗВОДСТВА
ТЕКУЩИХ ИЗМЕРЕНИЙ И ОСТАТОЧНЫМ ПРИЗНАКАМ
ПРОШЛЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ**

I. МЕТОДЫ ТЕКУЩИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Геодезические методы. Повторные определения планово-высотного положения (§ 29а) и повторное нивелирование наблюдательных реперов (§ 30а); повторные триангуляции (§ 31ж), плановые определения положения маркированного створа (§ 32е), планово-высотные съемки (§ 42а) и повторное нивелирование (§ 42б) рельефа; повторные контурные съемки форм рельефа (§ 44а), береговых линий водных бассейнов (§ 45а) и урезов рек (§ 45б); повторные промеры расстояния между парами наблюдательных реперов (§ 31а); измерение перемещений при помощи лежащей рейки (§ 31в).

Фототеодолитные и аэрофотометоды. Повторные определения планово-высотного положения наблюдательных реперов (§ 29б), планово-высотные съемки рельефа (§ 42в), контурные аэрофотосъемки форм рельефа (§ 44), береговых линий водных бассейнов и урезов рек (§ 45в).

Гидрометрические методы. Анализ наблюдений за уровнем моря (§ 34а), озер (§ 35а), рек, анализ соответственных уровней, кривых связи расходов и уровней, минимальных и максимальных уровней (§ 36а, 43); повторные батиметрические съемки дна рек (§ 48) и водных бассейнов (§ 47а); анализ замеров минерального стока реки (§ 49а, б); метод стоковых площадок (§ 49в); анализ замеров расхода талых вод ледника как метод измерения абляции (§ 49ж).

Гидрогеологический метод. Анализ наблюдений за уровнями грунтовых вод (§ 37).

Гидростатический метод. Повторное гидростатическое нивелирование (§ 30б).

Сейсмометрические и наклономерные методы. Наблюдения за колебаниями маятников (§ 29в); повторные определения наклонов отвесов и уровней (§ 39).

Гравиметрический метод. Повторные определения величины силы тяжести (§ 38).

Магнитометрический метод. Повторные определения положения закопанных магнитов (§ 33е).

Электрометрические методы. Измерение перемещений при помощи электрических датчиков сопротивлений (§ 33г); электрометрический метод измерения скорости течения водонасыщенной породы (§ 33д).

Радиометрический метод. Повторные радиометрические определения плотности пород (§ 33ж).

Астрономический метод. Повторные определения астрономических координат (§ 40).

Разные методы, основанные на применении специальной измерительной аппаратуры. Измерение перемещений посредством криокинеметра и криокиниграфа (§ 31б), аблятографа (§ 42г), крутильного деформатографа (§ 31г), высокочастотных вибрных приборов (§ 31д), рычажного прибора Небольсина (§ 32в), пучниографа Быкова (§ 32г).

Разные методы, не требующие специальной измерительной аппаратуры. Повторные замеры длины свободного конца стержня (§ 46а); измерение перемещений относительно геохронологических реперов (§ 46б), защитных покрытий (§ 46в) и закопанных пластин (§ 46г); повторные замеры глубины шпуров и колодцев (§ 46д); повторное разбуривание (§ 46е); повторные измерения наклонов ствола вертикальной выработки (§ 33в); измерение перемещений при помощи телескопических реперов (§ 32а), мотомера Бака (§ 32б), чурочных глубинных реперов (§ 33б), глубинных реперов с выведенными на поверхность тросами (§ 33а); улавливание скатывающихся частиц (§ 49г); определение объема твердого материала в средней морене (§ 49д).

Опросный метод.

Исторический метод.

II. МЕТОДЫ ПОСЛЕДУЮЩИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Геоморфологические методы. Анализ изменений уровней древних береговых линий водных бассейнов (§ 52а), высот выровненных поверхностей (§ 52б), речных террас (§ 53а, б), продольного профиля реки (§ 53д), глубины эрозионных врезов (§ 53г), этажности расположения карстовых галерей (§ 54); ортографический и батиметрический методы (§ 60в); анализ поверхностей рельефа смежных порядков (§ 60а), серийных форм рельефа (§ 60б), разрывов форм рельефа (§ 50а); анализ древних морен как свидетельств отступления ледника (§ 62в).

Геологические методы. Анализ разрывов (§ 50а) и изгибов (§ 50б) геологических тел; анализ складчатых структур (§ 60г) и мощности слоев (§ 64а); сопоставление мощности одинаковых слоев в разных разрезах (§ 64б); анализ мощностей и фаций геологического разреза (метод мощностей, § 55б), смены фаций в геологическом разрезе (§ 65в), глубин залегания погребенных террас и подошвы аллювия (§ 53в), анализ перекрывания более молодых пород сползшими более древними породами (§ 51); анализ коррелятивных отложений (§ 67), анализ миграции прибрежных фаций водных бассейнов (§ 63б) и фаций континентальных отложений (§ 62г); анализ раздвигания фаций (§ 65в), эпигенетических гипсоносных горизонтов в зоне аэрации (§ 54б), содержания обломочного материала в поверхностном слое (§ 68б), минералогических отнесов и уровней (§ 58), остаточного намагничивания горных пород (§ 57).

Гидрологические методы. Анализ изгибов рек (§ 63г).

Педологические методы. Сопоставление мощности почвенных горизонтов в соседних разрезах (§ 64б); анализ состава почвенных горизонтов (§ 68а).

Биогеографические методы. Анализ раздвигания биогеографических ареалов (§ 65а), погребения или обнажения стволов растений (§ 64в), состояния растительности в связи с наступанием или отступанием летучих песков, ледников и др. (§ 62а); анализ ходов камнеточцев (§ 62г) и содержания в осадке органической продукции (§ 66).

Инженерно-геологические методы. Анализ разрывов (§ 50а) и изгибов (§ 50б), погребения или обнажения сооружений (§ 64в); анализ глубин затопления и обнажения приречных сооружений (§ 61); анализ состояния сооружений в связи с наступанием или отступанием летучих песков (§ 62б); анализ плотности (§ 68в) и компрессионных свойств пород (§ 60д).

Топонимический метод.

Комплексные геолого-географические методы. Анализ уровней древних береговых линий водных бассейнов (§ 52а); анализ миграции древних береговых линий водных бассейнов (§ 63а) и урезов рек (§ 63в); анализ реликтов прежнего положения ландшафтных вертикальных поясов (§ 55а) и широтных зон (§ 56а).

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТОДОВ ИЗМЕРЕНИЯ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

I. МЕТОДЫ ТЕКУЩИХ ИЗМЕРЕНИЙ

А. Субстанциальные методы

Методы пространственных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой (§ 29). Повторные геодезические и фотограмметрические определения планово-высотного положения наблюдательных реперов; сейсмометрические наблюдения за колебаниями маятников.

Методы вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой (§ 30). Повторное нивелирование.

Методы горизонтальных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой (§ 31). Повторные промеры расстояния между парами наблюдательных реперов; измерение перемещений посредством криокинеметра, криокиниграфа, лежащей рейки и крутильного деформатографа; повторные определения планового положения наблюдательных реперов при помощи высокоточных визирных приборов; повторные плановые определения положения реперного створа; повторные триангуляции, полигонометрия, прокладка ходов.

Методы измерения в местных системах отсчета (§ 32). Измерение перемещений при помощи телескопических реперов, мотометра Бака, рычажного прибора Небольсина, пучниографа Быкова.

Методы вертикальных измерений в системе отсчета, связанной с уровнем моря (§ 34). Анализ наблюдений за уровнем моря.

Методы вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с уровнями озер (§ 35). Анализ наблюдений за уровнями озер.

Методы вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с профилем равновесия реки (§ 36). Анализ наблюдений за уровнями рек как метод измерения тектонических движений.

Методы вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с уровнем грунтовых вод (§ 37). Анализ наблюдений за уровнями грунтовых вод.

Методы вертикальных измерений в системе отсчета, связанной с полем земного тяготения (§ 38). Повторные определения величины силы тяжести.

Методы измерения наклонов в системе отсчета, связанной с полем земного тяготения (§ 39). Повторные измерения наклонов отвесов и уровней.

Методы горизонтальных измерений в системе отсчета, связанной с неподвижными звездами (§ 40). Повторные определения астрономических координат.

Б. Локальные методы

Методы пространственных и вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой (§ 42). Повторные топографические плано-высотные съемки, фототеодолитные и аэрофотосъемки рельефа; повторное нивелирование рельефа; измерение перемещений при помощи аблятографа.

Методы вертикальных измерений, основанные на наблюдениях за перемещениями водной поверхности в системах отсчета, связанных с земной корой (§ 43). Анализ кривых связи расходов и уровней, минимальных, максимальных и соответственных уровней реки.

Методы горизонтальных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой (§ 44). Повторные контурные топографические съемки и аэрофотосъемки форм рельефа.

Методы горизонтальных измерений, основанные на наблюдениях за перемещениями водной поверхности в системах отсчета, связанных с земной корой (§ 45). Повторные контурные топографические съемки и аэрофотосъемки береговых линий водных бассейнов и урезом рек.

Методы измерения в местных системах отсчета (§ 46). Повторные замеры длины свободного конца стержня; измерение перемещений относительно искусственных маркирующих горизонтов, защитных покрытий, законных пластин; повторные замеры глубины шпуров и колодцев; повторное разбуривание.

Методы пространственных и вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с уровнями водных бассейнов (§ 47). Повторные батиметрические съемки дна водных бассейнов.

Методы пространственных измерений в системах отсчета, связанных с уровнями рек (§ 48). Повторные батиметрические съемки на реках.

В. Балансовые методы

Методы, основанные на измерении переноса вещества вдоль поверхности земли (§ 49). Анализ замеров минерального стока реки; анализ замеров стока растворенных веществ в реках как метод измерения скорости карстобразования; метод стоковых площадок; улавливание скатывающихся частиц; определение объема твердого материала в срединной морене и в снежных лавинах; анализ замеров расхода талых вод ледника (как метод измерения абляции) и расхода вдоль берегового потока наносов.

II. МЕТОДЫ ПОСЛЕДУЮЩИХ ИЗМЕРЕНИЙ

А. Субстанциальные методы

Методы пространственных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой (§ 50). Анализ разрывов и изгибов.

Методы горизонтальных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой (§ 51). Анализ перекрытия более молодых пород сползшими более древними породами.

Методы вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с уровнем моря (§ 52). Анализ изменений уровней древних береговых линий водных бассейнов и высот выравненных поверхностей.

Методы вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с профилем равновесия реки (§ 53). Анализ изменений высот региональных и дислоцированных речных террас, глубин залегающих погребенных террас и подошвы аллювия, глубины эрозионных врезов, про-

дольного профиля реки; анализ глубины затопления и обнажения приречных сооружений.

Методы вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с уровнем грунтовых вод (§ 54). Анализ этажности расположения карстовых галерей и энгипетических гипсоносных горизонтов.

Методы вертикальных измерений в системах отсчета, связанной с высотными ландшафтными поясами и глубинными фациальными зонами (§ 55). Анализ реликтов прежнего положения высотных ландшафтных поясов; анализ мощностей и фаций геологического разреза (метод мощностей).

Методы горизонтальных измерений в системе отсчета, связанной с широтными ландшафтными зонами (§ 56). Анализ реликтов прежнего положения широтных ландшафтных зон.

Методы горизонтальных измерений в системе отсчета, связанной с магнитным полем земли (§ 57). Анализ остаточного намагничивания горных пород.

Методы измерения наклонов в системе отсчета, связанной с полем земного тяготения (§ 58). Анализ минералогических отвесов и уровней.

Б. Локальные методы

Методы пространственных и вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой (§ 60). Анализ поверхностей рельефа смежных порядков и серийных форм рельефа; орографический и батиметрический методы; анализ складчатых структур и компрессионных свойств глины.

Методы пространственных и вертикальных измерений, основанные на наблюдении за перемещениями водной поверхности, в системах отсчета, связанных с земной корой (§ 61). Анализ затопления и обнажения приречных сооружений.

Методы горизонтальных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой (§ 62). Анализ состояния растительности и сооружений в связи с наступаниями и отступаниями летучих песков и ледников; анализ древних морен как свидетельств отступления ледника; анализ миграции фаций континентальных отложений.

Методы горизонтальных измерений, основанные на наблюдении за перемещениями водной поверхности, в системах отсчета, связанных с земной корой (§ 63). Анализ миграции древних береговых линий и прибрежных фаций водных бассейнов; анализ миграции урезов рек; анализ изгибов рек.

Методы измерения в местных системах отсчета (§ 64). Анализ мощности слоев; сопоставление мощностей слоя в соседних разрезах; анализ погребения или обнажения сооружений, стволов растений, валунов; анализ ходов камнеточцев.

Методы пространственных и вертикальных измерений в системе отсчета, связанной с высотными ландшафтными поясами и глубинными фациальными зонами (§ 65). Анализ разьединения фаций и биогеографических ареалов; анализ смены фаций в геологическом разрезе.

Прямые методы измерения скорости осадконакопления (§ 66). Анализ содержания в осадке органической продукции.

В. Балансовые методы

Методы, основанные на измерении переноса вещества вдоль поверхности земли (§ 67). Анализ коррелятных отложений.

Методы, основанные на измерении переноса вещества в глубь земли (§ 68). Анализ состава почвенных горизонтов и содержания обломочного материала в поверхностном слое; анализ плотности пород.

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТОДОВ ИЗМЕРЕНИЯ ДЛИТЕЛЬНОСТИ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

I. МЕТОДЫ ТЕКУЩИХ ИЗМЕРЕНИЙ ВРЕМЕНИ

(момент измерения времени совпадает с измеряемым моментом времени)

Методы измерения времени, сопровождающие текущие измерения перемещений: а) по календарю, для медленных перемещений (в сутках или в годах); б) инструментальные, для быстрых перемещений (в часах, минутах, секундах).

Опросный метод (§ 44а, 46д, 62б).

Исторический метод (§ 50а, б, 52, а, 53, а, 60а, 62в, 63а, 64а, б).

II. МЕТОДЫ ПОСЛЕДУЮЩИХ ИЗМЕРЕНИЙ ВРЕМЕНИ

(момент измерения времени следует за измеряемым моментом времени)

Методы измерения скорости процессов: а) радиоактивного распада (§ 52а, 53а, 60а, 62в, 63а, 64а); б) осадконакопления (§ 52а, 63а); в) движения ледника (§ 64а).

Методы измерения времени числом ритмичных явлений: а) годовых слоев осадков (§ 52а, 63б, 64а); б) береговых валов (§ 52а, 63в); в) поколений лесного покрова (§ 64а).

Методы измерения времени абсолютным возрастом организмов (§ 52а, 62а, в, 63а, в, 64а, в, г).

Методы измерения времени абсолютным возрастом памятников материальной культуры (§ 52а, 60а, 61, 63в, 64а, б, в).

Метод измерения времени посредством абсолютной геохронологической шкалы (§ 50а, 52а, 53а, г, 55б, 58, 60а, д, 63в, 64а, 66).

ЛИТЕРАТУРА

- Авершин С. Г. Обработка и использование результатов наблюдений за сдвижением земной поверхности. Л.-М., Гостоптехиздат, 1941.
- Авершин С. Г. Сдвижение горных пород при подземных разработках. М., Углетехиздат, 1947.
- Авершин С. Г., Кузнецов М. А. и Куняев Е. В. Руководство по вопросам сдвижения горных пород для условий Прокопьевско-Киселовского района Кузбасса. М.-Л., Углетехиздат, 1951.
- Авилов И. К. Мощность современных отложений в Белом море. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1951, т. 26, вып. 3.
- Авсюк Г. А. Применение наземной стереофотограмметрии при определении изменения пространственного состояния глетчеров. Изв. АН Казах. ССР, серия геогр., 1948, № 57, вып. 1.
- Авсюк Г. А. Определение поверхностных скоростей движения ледников методами наземной стереофотограмметрии. Изв. АН Казах. ССР, 1948а, вып. 1.
- Агабеков М. Г. и Мамедов А. В. Новые данные о современных тектонических движениях западного Азербайджана и восточной Грузии. Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 5.
- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.
- Алексин А. А. Палеогидрогеологическое значение воднорастворимых солей зоны аэрации засушливых областей. Изв. АН Туркм. ССР, 1958, № 5.
- Алиев А. О континентальном осадконакоплении в межгорных депрессиях.— Докл. АН Азерб. ССР, 1960, т. 16, № 2.
- Алтунин С. Т. Защита берегов от размыва. Труды Средне-Азиатск. научн.-исслед. ин-та ирригации, вып. 49. Ташкент, 1939.
- Андросов И. Д. Опыт проведения маятниковых наблюдений за движением оползня. Труды Одесск. ин-та гражд. и коммунал. строительства, вып. 1. Одесса, 1939.
- Аполлов Б. А. Определение нарастаний баров, перекатов и заносимости каналов. Изв. Центр. гидрометеорол. бюро, 1924, вып. 3.
- Аполлов Б. А. Влияние эоловой аккумуляции на обмеление северной части Каспийского моря. Изв. Центр. гидрометеорол. бюро, 1927, вып. 7.
- Аполлов Б. А. Учение о реках. Изд-во МГУ, 1952.
- Аполлов Б. А. и Валедиинский В. В. Дельта р. Волги, т. 1. Тифлис, 1928.
- Арган Э. Тектоника Азии. М.-Л., ОНТИ, 1935.
- Арманд Д. Л. Основы метода балансов в физической географии. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1947, т. 79, вып. 6.
- Арманд Д. Л. К вопросу о кинематике рельефа. Вопросы географии, сб. 21. 1950.
- Арманд Д. Л. Изучение геоморфологических процессов экспериментальным методом. Труды Ин-та геогр. АН СССР, т. 47, 1950а.
- Арманд Д. Л. Антропогенные эрозионные процессы. В кн.: «Сельскохозяйственная эрозия и борьба с ней». Изд-во АН СССР, 1956.
- Арманд Д. Л. Развитие эрозионных процессов на Приволжской возвышенности. В кн. «Сельскохозяйственная эрозия и новые методы ее изучения». Изд-во АН СССР, 1958.

- Архангельский А. Д. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1927, т. 5, вып. 3—4.
- Байрамов С. Ветровой режим и динамика рельефа подвижных песков района Котур-тепе (Западная Туркмения). Изв. АИ Туркм. ССР, серия биол. наук, 1962, № 1.
- Балаян Г. А. и Раменский Л. Г. О простейших способах учета смыва почв и определений их защебенности. «Почвоведение», 1954, № 2.
- Баранов П. Ф. Эоловые наносы и почвы на развалинах Олышпи. «Почвоведение», 1913, № 4.
- Бахури И. М. Сдвиги горных пород под влиянием горных разработок. М., Углетехиздат, 1946.
- Башенин Н. В. и Воскресенский С. С. Методы геоморфологического исследования. Изв. АН СССР, серия геогр., 1955, № 1.
- Башмаков П. И. Изменяются ли глубины и очертания Северных морей. «Сов. Арктика», 1938, № 2.
- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 1. М., 1954; изд. 2. М., Гостеолтехиздат, 1962.
- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М.-Л., ОНТИ, 1938.
- Благовещенский Э. Н. Формирование продольного эолового рельефа. Изв. Отд. естеств. наук АН Тадж. ССР, 1957, № 24.
- Большанин Б. И. Некоторые закономерности в сдвигах земной коры по данным повторных геодезических измерений. Труды Моск. ин-та инженеров геодезии, аэрофотосъемки и картографии, вып. 8, 1950.
- Бончковский В. Ф. Некоторые обобщения результатов наблюдений наклонов земной поверхности. Труды Ин-та физики Земли, № 7(174), 1959.
- Бончковский В. Ф. и Латынина Л. А. Крутильный деформатограф. Изв. АН СССР, серия геофиз., 1955, № 3.
- Боровинский Б. А. Опыт определения скорости движения льда в толще ледника геофизическими методами. Вестник АИ Казах. ССР, 1957, № 12.
- Боч С. Г. О геоморфологических профилях. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1953, т. 85, вып. 5.
- Боч С. Г. Наблюдения над формами микро- и мезорельефа в четвертичных отложениях, связанными с мерзлотными процессами. В кн. «Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений», ч. 2. М., Гостеолтехиздат, 1955.
- Бочаров А. П. Приборы для измерения ветровой эрозии почвы. «Вестник с.-х. наук» (Алма-Ата), 1960, № 8.
- Брайт П. И. Наблюдения за осадкой сооружений. М.—Л., ОНТИ, 1935.
- Брайт П. И. и Медведский Е. И. Измерение осадков и деформаций сооружений геодезическими методами. М., Геодезиздат, 1959.
- Бруевич С. В. Скорость образования донных отложений в Мировом океане. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 3, 1949.
- Бруевич С. В. Скорость образования донных отложений на Каспийском море. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1949а, т. 13, № 1.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.
- Буданов В. И. К методике изучения морских берегов. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 5, 1951.
- Буданов В. И. О поднятии берегов Приморья. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 6, 1951.
- Бутов П. И. К вопросу о комплексно-стационарном изучении оползней. Труды I Всес. оползневой совещ., Л.-М., 1935.
- Варданянц Л. А. Изотакси (линии равных скоростей осадконакопления) как основа тектонических исследований нового типа. Труды Всес. науч.-исслед. ин-та геол., нов. серия, т. 85, 1963.
- Варсанофьева В. А. Геоморфологические наблюдения на Северном Урале. Изв. Гос. геогр. об-ва, 1932, т. 64, вып. 2—3.

- Васильев Ю. М. Молодые тектонические движения в Северном Прикаспии. В кн. «Вопросы геологии и разработки нефтяных и газовых месторождений» вып. 14, М., Гостехиздат, 1955.
- Вахтин Б. М. Гипсометрическое уравнение рельефа местности. Изв. Воронежск. пед. ин-та, 1955, т. 17.
- Вегенер А. Происхождение материков и океанов. М.—Л., ГИЗ, 1925.
- Вегманн Е. Общий обзор. В кн. «Живая тектоника». ИЛ, 1957.
- Веллманов М. А. Русловой процесс (Основы теории). М., Гос. изд-во физ.-мат. лит., 1958.
- Веллман Г. В. Четвертичная тектоника Новой Зеландии. В сб. «Живая тектоника». ИЛ, 1957.
- Вендров С. Л., Методы исследования русловых процессов на водохранилищах. В кн. «Новые методы и аппаратура для исследований русловых процессов». Изд-во АН СССР, 1959.
- Вендров С. Л., Грошев А. А. и др. Современная техника гидрогеографических изысканий. Л., Изд-во «Речной транспорт», 1957.
- Верещагин Г. Ю. К вопросу о неравномерности поднятия берегов Онежского озера. Труды Олонейской науч. экспед., ч. 3, вып. 2, 1931.
- Визе В. Ю. Историческое прошлое наносных образований в Керченском проливе, в особенности косы Тузлы. Изв. Центр. гидрометеорол. бюро, 1927, вып. 7.
- Войновский-Кригер К. Г. О ширине углеобразующей зоны. «Сов. геология», сб. 38, 1949.
- Воронов Ф. И. и Дмитриев Л. В. Просадочные явления в лёссах При-ташкентского района (по правобережью Чирчика). Ташкент, Изд-во Узб. фил. АН СССР, 1940.
- Вялов О. С. Некоторые замечания о тектонике Западной Джунгарии. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1953, т. 28, вып. 5.
- Гаккель Я. Я. Разрушение острова Семеновского. «Проблемы Арктики», 1958, вып. 4.
- Галазий Г. И. Об использовании ботанического метода при решении вопросов гидрологии и инженерной геологии. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1960, т. 35, вып. 1.
- Ганешин Г. С. О скорости регрессии береговой линии Амурского залива. Информ. сб. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, № 3, 1956.
- Гельман Х. В. Наблюдения над движением летучих песков в Хивинском ханстве. Изв. Русск. геогр. об-ва, 1891, т. 27, вып. 5.
- Георгиев Л. Наблюдения и измерения при гидротехническом съоружении. София, 1960.
- Герасимов И. П. Денудация и развитие почв. В кн.: «Эрозия почв». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Герасимов И. П. Современные проблемы геоморфологии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во Казах. фил. АН СССР, 1943.
- Герасимов И. П. Современные движения и новейшая тектоника. Проблемы физ. географии, т. 15. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины. Зап. Львовск. фил. Геогр. об-ва СССР, т. 20, Львов, 1960.
- Гловский М. В., Крестников В. Н. и Рейснер Г. И. Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменений наклона) земной коры и некоторые результаты их применения. Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 8.
- Глазовская М. А. Эоловые мелкоземистые накопления на ледниках хребта Терской Ала-тау. Труды Ин-та геогр. АН СССР, т. 49, 1952.
- Глазовская М. А. Образование мелкоземистых накоплений на осыпях и селевых конусах выноса в горнолесном поясе хр. Терской Ала-тау. Труды Ин-та геогр. АН СССР, т. 67, 1956.

- Глухов И. Г. О просадочных явлениях на орошаемом участке Кумсагирского плато Вахшской долины. Труды Всес. науч.-исслед. ин-та гидрогеологии и ниж. геологии, сб. 17, 1959.
- Годовикова Н. В. Некоторые результаты исследования наклонов земной поверхности в Сталинабаде и Оби-Гарме за 1946—1947 гг. Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 5(132), 1949.
- Голицин Б. Б. Лекции по сейсмометрии. СПб., Изд-во АН, 1912.
- Городцов В. А. К вопросу об установлении натурального масштаба времени по аллювиальным отложениям в долинах рек Окской системы. Труды Секции археол. Ин-та археологии и искусствоведения, вып. 2, 1928.
- Горшков Г. П. и Костанко Н. П. К методике изучения неотектонических движений в связи с сейсмичностью. Вестник МГУ, 1953, № 10.
- Гравс М. К. Признаки новейших тектонических движений на подгорной равнине Конет-Дага. В кн. «Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии». Изд-во АН СССР, 1955.
- Григорьев Д. П. Минералогические отвесы и уровни. «Природа», 1948, № 3.
- Григорьев Д. П. Применение сталактитов в качестве минералогических «отвесов». «Природа», 1949, № 2.
- Гроссгейм В. А. О происхождении высокогорных ковыльных степей. «Природа», 1951, № 1.
- Гурьева З. И. Использование материалов аэрофотосъемки при геоморфологических исследованиях берегов морей и озер. Труды Лабор. аэростудов, т. 8, 1959.
- Гусев Н. А. Стереоскопический метод наблюдения сдвижений дневной поверхности. Изв. Центр. науч.-исслед. маркшейдерского бюро, 1935, вып. 2;
- Данилов В. В. Методы обработки повторных геодезических измерений, производимых в целях выявления горизонтальных деформаций земной коры. Труды Геофиз. ин-та, № 5(132), 1949.
- Данилович В. Н. О процессе надвига и дифференциальном градиенте движения. Труды Иркутск. ун-та, серия геол., т. 5, вып. 2. Иркутск, 1951.
- Дарвин Ч. Путешествие вокруг света на корабле «Бигль». М., Географгиз, 1955.
- Девдариани А. С. Кинематика рельефа. Вопросы географии, сб. 21, 1950.
- Девдариани А. С. Методы непосредственного измерения мощности слоя сноса и осадконакопления. Изв. АН СССР, серия геогр., 1956, № 4.
- Девдариани А. С. Геоморфологическая система Ломоносова. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1957, т. 89, вып. 4.
- Девдариани А. С. Элементы движения масс горных пород и способы их изображения. Вестник МГУ, серия почвовед., биол., геол., геогр., 1958, № 3.
- Девдариани А. С. Кинематический анализ перемещений форм рельефа. Изв. АН СССР, серия геогр., 1959, № 2.
- Девдариани А. С. Гидрологические методы измерения перемещений земной коры и земной поверхности. Труды III Всес. гидрол. съезда, т. 7, 1959а.
- Девдариани А. С. Классификация методов измерения интенсивности геологических процессов в инженерно-геологических целях. «Сов. геология», 1960, № 6.
- Девдариани А. С. Об унификации единиц измерения скорости перемещений земной коры и земной поверхности. Изв. Высшей школы, Геология и разведка, 1960а, № 7.
- Девдариани А. С. Системы отсчета движения в геологии. Вестник МГУ, серия геол., 1960б, № 5.
- Девдариани А. С. Задачи геоморфологии в связи с изменениями перемещений земной поверхности. Вопросы географии, сб. 52, 1961.
- Девдариани А. С. Регулярный режим реки. «Метеорология и гидрология», 1961а, № 10.
- Демюкидов К. К. и Федоров М. К. Инструкция для изучения морфологии и динамики морских берегов, изд. Арктич. науч.-исслед. ин-та, 1950.

- Денисов А. К. Деревья — летописцы погребенных почв. «Природа», 1960, № 1.
- Дибнер В. Д. Основные закономерности развития гидрографической сети и механизм денудации. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1930, т. 82, вып. 4.
- Добрин Л. Г. Эоловая песчаная рыба, ее строение и движение. Изв. АН Туркм. ССР, 1959, № 4.
- Долгилев М. И. К методике измерения глубины выдувания почв. «Почвоведение», 1958, № 8.
- Доманевский Н. А. Речные и озерные изыскания и исследования. М., Водтрансиздат, 1953.
- Дроздов С. В. К методике инженерно-геологического изучения каменных осыпей, россыпей, обвалов и борьбы с ними. Труды Моск. геол.-развед. ин-та, т. 35, 1959.
- Дубянский В. А. Песчаная пустыня Юго-восточные Кара-Кумы. Труды по прикл. ботанике, генетике и селекции, т. 19, вып. 1, 1928.
- Думитришко Н. В. О генезисе поверхностей выравнивания. Вопросы географии, сб. 36, 1954.
- Евтеев С. А. Определение количества моренного материала, переносимого ледниками восточного побережья Антарктиды. Информ. бюлл. Сов. Антарк. экспед., 1959, № 11.
- Егоров К. Е. Изучение послонной деформации основания дымовой трубы. «Основания, фундаменты и механика грунтов», 1959, № 4.
- Елясов В. П. О молодых тектонических движениях Орского Урала. Бюлл. Моск. об-ва иссл. природы, отд. геол., 1950, т. 25, вып. 5.
- Емельянова Е. П. Методическое руководство по стационарному изучению оползней. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Емельянова Е. П. О периодичности оползневых процессов. «Разведка и охрана недр», 1959, № 6.
- Ефремов Ю. К. Опыт морфографической классификации элементов и простых форм рельефа. Вопросы географии, сб. 11, 1949.
- Ефремов Ю. К. Классификация рельефообразующих факторов в связи с задачами геоморфологического картирования. Вопросы географии, сб. 36, 1954.
- Живаго А. В. и Патрикеев В. В. Метод фиксирования изменений прибрежного рельефа морского дна при штормах. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1949, т. 13, № 2.
- Жигарев Л. А. Экспериментальные исследования скоростей движения грунтовых масс на солифлюкционных склонах. Труды Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. 16, 1960.
- Журенко Ю. Е. К методике построения карты уклонов русел рек в целях изучения современных тектонических движений. Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии, сб. 2, Уфа, 1959.
- Захаров С. А. Дислоцированные террасы как показатель современного горообразования. Сообщ. Таджикск. фил. АН СССР, вып. 4, 1948.
- Звонок Т. В. Изучение рельефа в практических целях. М., Географиз, 1959.
- Зейлигер Д. Н. Теория движения подобно-изменяемого тела. Казань, 1892.
- Зеккель Я. Д. О факторах, обуславливающих конфигурацию некоторых основных форм рельефа Русской равнины (опыт истолкования обзорной гипсометрической карты). Изв. Всес. геогр. об-ва, 1948, т. 80, № 3.
- Землянички Л. Т. Об эрозии почв в горных областях Южной Киргизии и Узбекистана. В кн. «Эрозия почв». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Зенкович В. П. Наблюдения над абразией и физическим выветриванием на Мурманском побережье. Уч. зап. МГУ, вып. 16, География, 1937.
- Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов, ч. 1. М.—Л., Изд-во «Морской транспорт», 1946.
- Зенкович В. П. Методы определения вертикальных движений по морфологии берегов. В кн. «Труды Совещания по методам изучения движений и формаций земной коры». М., Геодезиздат, 1948.

- Зенкович В. П. Наблюдения за абсолютным темпом абразии берегов Крыма. Труды Ин-та геогр. АН СССР, т. 68, 1956.
- Зенкович В. П. Морфология и динамика советских берегов Черного моря. т. 2. Изд-во АН СССР, 1960.
- Зенкович В. П. Учение о развитии морских берегов. Изд-во АН СССР, 1962.
- Зенкович В. П. и Ястребова Л. А. Содержание хлорофилла в колонках донных отложений Баренцева моря. «Проблемы Арктики», 1946, № 1.
- Зубенко Ф. С. и Трепетцов Е. В. Применение аэрофотосъемки для изучения переформирования берегов водохранилищ. «Метеорология и гидрология», 1960, № 4.
- Зубков А. Об интенсивности процессов дефляции в Арктике. Бюлл. Аркт. ин-та, 1934, № 8—9.
- Иверонова М. И. Анализ эрозийных процессов в Северном Тянь-Шане. Проблемы физ. географии, т. 16. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1951.
- Иверонова М. И. Процессы формирования современных морей в Тянь-Шане. Труды Ин-та геогр. АН СССР, т. 49, 1952.
- Иверонова М. И. О камнепадах в Тянь-Шане (опыт стационарного исследования камнепадов в долине р. Чон-Кызыл-су). Труды Ин-та геогр. АН СССР, т. 56, 1953.
- Иверонова М. И. Движение осыпей (опыт стационарного исследования движения осыпей в долине р. Чон-Кызыл-су). Труды Ин-та геогр. АН СССР, т. 60, 1954.
- Иверонова М. И. Движение поверхностного рыхлого материала на задернованных склонах в лесо-луго-степном поясе Северного Тянь-Шаня. Труды Ин-та геогр. АН СССР, т. 75, 1959а.
- Иверонова М. И. К вопросу об определении изменений концов ледников Средней Азии методом повторных стереофотосъемок. Гляциологические исследования в период МГГ. Сб. статей. № 1. Изд-во АН СССР, 1959б.
- Иверонова М. И. Рельефообразующая роль снежных обвалов в хребте Терской Ала-Тау. Изв. АН СССР, серия геогр., 1961, № 3.
- Изотов А. А. Перспективы изучения современных движений земной коры геодезическими методами. В кн.: «Труды Совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры». М., Геодезиздат, 1948.
- Иллис Г. Плейстоценовые движения соляных штоков в Северной Германии и их региональное распространение. В кн. «Живая тектоника». ИЛ, 1957.
- Ильин А. Н., Капустин П. А., Попов И. В. и др. Карстовые явления в районе г. Дзержинска Горьковской области. Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 32, 1960.
- Иностранцев А. А. Геология, т. 1. СПб., 1899.
- Инструкция для исследования морских берегов, изд. Русск. геогр. об-ва, СПб., 1898.
- Инструкция для исследования характера и распространения летучих песков, изд. Русск. геогр. об-ва, СПб., 1888.
- Инструкция по наблюдениям за сдвижением земной поверхности и за подрабатываемыми сооружениями на угольных и сланцевых месторождениях, изд. Всес. науч.-исслед. маркшейдерского ин-та, Л., 1958.
- Ионин А. С. Новые данные о вертикальных движениях морских берегов. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 13, 1955.
- Казаковский Д. А. Сдвигание земной поверхности под влиянием горных разработок. М.—Харьков, Углетехиздат, 1953.
- Калесник С. В. Общая гляциология. Л., Учпедгиз, 1939.
- Калецкая М. С. О современных геоморфологических процессах в горах северо-восточного Алтая. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1939, № 3.
- Кальпояв В. П. Методика исследования морфологии побережий. Уч. зап. МГУ, вып. 19. География, М., 1938.
- Капица А. П. Определение скорости движения выводных ледников по гофрировке морского припая. Информ. бюлл. Сов. комплексной антарк. экспедиции, 1958, № 1.

- Карлов Н. Н. Поднимается или опускается среднее Приднепровье? «Природа», 1948, № 6.
- Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Карпов А. И. Электрометрический метод исследования перемещений водонасыщенного грунта при динамических воздействиях. «Гидротехн. стр-во», 1959, № 11.
- Качугин Е. Г. Инженерно-геологические исследования и прогнозы переработки берегов водохранилищ. В кн. «Рекомендации по изучению переработки берегов водохранилищ». М., Гостеолтехиздат, 1959.
- Кельд Н. Г. Методы геодзического определения смещений при изучении движения оползней. М.—Л., ОНТИ, 1936.
- Киселев А. Н. Ветровая эрозия и методы борьбы с ней. Вестник с.-х. науки, (Алма-Ата), 1958, № 3.
- Китредж Дж. Влияние леса на климат, почвы и водный режим. ИЛ, 1951.
- Клепова М. В. Геологические работы и наблюдения. В кн. «Руководство устьевым станциям». М.—Л., Гидрометеоиздат, 1951.
- Книжников Ю. Ф. Изменяется ли скорость движения ледника в течение суток? Вестник МГУ, серия V, География, 1961, № 5.
- Кобяси Т. Современные вертикальные движения в Японии. В кн. «Живая тектоника». ИЛ, 1957.
- Кожурин М. С. Опыт исследования продольных профилей некоторых рек Прикарпатья для целей тектонического анализа. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1956, т. 88, вып. 1.
- Козловский Д. А. Гидрологический метод учета современных вертикальных движений земной коры. Геогр. сб., т. 1, Геоморфология и палеогеография. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1952.
- Козловский П. А. Один из способов решения задачи о скорости бокового передвижения русла. В кн.: «За рационализацию гидрологии», изд. Гос. гидрол. ин-та. Л., 1934.
- Коломенский Н. В. и Дроздов С. В. Опыт анализа деформаций сооружений при инженерно-геологических исследованиях. «Разведка и охрана недр», 1956, № 11.
- Коновалов В. Г. Метод измерения абляции ледника. Изв. Всес. геогр. об-ва. 1963, т. 95, вып. 2.
- Коржелевский И. Б. О количественной характеристике динамики оползневых процессов и интенсивности морской абразии. «Разведка и охрана недр», 1959, № 1.
- Корнев Я. В. Эрозия почвы как фактор урожайности. В кн. «Эрозия почв». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Королева А. П. и Шарапов И. П. О современном поднятии соляного купола Ходжа-и-Кан и о возможности аналитического определения скорости этого поднятия. «Проблемы сов. геологии», 1936, № 12.
- Косов Б. Ф. О современном росте оврагов. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1953, т. 85, вып. 4.
- Костенко Н. П. Влияние новейших поднятий на развитие наземных дельт и речных долин. Вестник МГУ, серия физ.-мат. и естеств. наук, 1955, № 2.
- Костенко Н. П. Наблюдения над гравитационными отложениями в горно-таежной зоне (к методике составления специальных геоморфологических карт для практических целей). Вестник МГУ, серия биол., почвовед., геол., геогр., 1958, № 1.
- Костенко Н. П. О морфологическом выражении в рельефе геологических структур и структурных элементов. Вестник МГУ, серия биол., почвовед., геол., геогр., 1959, № 2.
- Кочин Н. Е. Векторное исчисление и начала тензорного исчисления. Изд. 7. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Кривенков А. М. Об интенсивности выдувания и выветривания в некоторых пустынных районах (на примере Юго-Западной Туркмении). Труды Ин-та геол. АН Туркм. ССР, т. 4, 1962.

- Кригер Н. И. Террасовые ряды, методы их нахождения и перспективы практического использования. Материалы по ниж. геологии, вып. 1, 1951.
- Кригер Н. И. Инженерная сейсмотектоника и вопросы новейших тектонических движений. Материалы по ниж. геологии, вып. 4, М., 1953.
- Кропоткин Н. П. Значение палеомагнетизма для стратиграфии и геотектоники. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, т. 33, вып. 4.
- Крыжановская А. Б. Определение поправок уровней среднего течения Днепра на деформацию русла. Изв. Ин-та гидрологии и гидротехники АН УССР, т. 10(17), 1953.
- Кульбах О. Л. и Коротков М. В. Первые итоги систематических наблюдений сдвижений дневной поверхности под влиянием каменноугольных разработок в Донбассе. Изв. Центр. науч.-исслед. маркшейдерского бюро, вып. 1, 1934.
- Купин В. Н. и Петров М. П. Инструкция для наблюдений над движением песков. В кн.: «Проблемы растениеводческого освоения пустынь», изд. Ленингр. фил. Всес. акад. с.-х. наук им. Ленина. Л., 1934.
- Кусков Л. С. Водное хозяйство крупных гидроузлов и судоходных каналов. М., Речиздат, 1951.
- Кушнарев И. П. Определение направлений и амплитуд перемещений по разрывам. В кн.: «Основные вопросы и методы изучения структур рудных полей и месторождений». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Лаврова М. А. Этапы четвертичной истории Кольского полуострова. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1947, т. 79, вып. 1.
- Ладохин Н. П. Современные тектонические движения в заливе Прованс и методика их изучения. Изв. АН СССР, серия геогр., 1960, № 1.
- Ламкин В. В. Засечки Черского на берегах Байкала. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1953, т. 85, вып. 5.
- Лебедев А. Ф. и Гаукова Е. П. Характеристика почвенного профиля посредством объемного веса почвы и максимальной молекулярной влагоемкости. Бюлл. почвовед, 1929, № 4—6.
- Левадюк А. Т. О выдувании в Прибалхашском районе (Западный Туркменистан). Изв. АН Туркм. ССР, 1958, № 6.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О вековых перемещениях суши и моря. Уч. зап. Юрьевского ун-та, 1893, № 1.
- Лениных И. В. Геоморфология и мезокайнозойские отложения бассейна р. Уй на Южном Урале. Материалы по геоморфологии Урала, вып. 1, 1948.
- Леонтьев О. К. Морфологический анализ как один из основных методов изучения динамики морских берегов. Вестник МГУ, 1954, № 10.
- Леонтьев О. К. и Афанасьев В. Н. Опыт применения радионуклидов для исследования перемещения песчаных морских наносов. Бюлл. Океаногр. комиссии АН СССР, № 3, 1959.
- Лидов В. П., Сетунская Л. Е. и Хмелева Н. В. Из опыта изучения микроформ размыва почвы количественными методами. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1955, т. 87, вып. 6.
- Линдберг Г. У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955.
- Лиспчек Е. Н. Размывающая деятельность временных потоков в предгорьях Терской-Ала-тау. Труды Ин-та геогр. АН СССР, т. 56, 1953.
- Лисичек Е. Н. Передвижение рыхлого материала по склонам сая Май-Колот. Труды Ин-та геогр. АН СССР, т. 67, 1956.
- Линков Б. Л. О горных денудационных поверхностях и их происхождении. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1945, т. 77, № 4.
- Лонгинов В. В. Об унификации способа обозначения направлений в береговой зоне моря. Труды Океаногр. комиссии АН СССР, № 1, 1956.
- Лонгинов В. В. и Леонтьев О. К. К вопросу о динамике профиля песчаного пляжа. Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. 6, 1951.
- Лопатин Г. В. Наносы рек СССР. М., Географиз, 1952.

- Лэйи А. Исходный пункт в измерении геологического времени. Труды 17-ой сессии Междунар. геол. конгресса, т. 4, 1940.
- Лютцау С. В. О смещении русла Москвы-реки и механизме формирования пойменных и надпойменных террас. Вестник МГУ, серия биол., почвовед., геол., геогр., 1959, № 2.
- Люнгерсгаузен Ф. В. О «лёссовым карсьце» і аб асобным тыпе рывачка. Праца Наукавача т-ва па вывучэнню Беларусі, т. 1, Менск, 1926.
- Ляйэлль Ч. Основные начала геологии, т. 1. М., 1866.
- Мазарович А. Н. Историческая геология. Изд. 3. М.—Л., ГОНТИ, 1938.
- Макеев З. А. Принципы инженерно-геологического районирования карстовых областей. Карстоведение, вып. 4, 1947.
- Макеев З. А. Стационарные наблюдения. В кн. «Инженерно-геологические изыскания; руководство для планировки и застройки городов». М., Гос. изд-во архитект. и градостроит., 1950.
- Маккавеев Н. И. Регрессионный рост речных островов. «Метеорология и гидрология», 1948, № 4.
- Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Максимов Г. С. Материалы к инструкции для устройства и проверки реперных створов на оползнях с целью исследования их смещения. Исследования подземных вод СССР, вып. 4. Изд. Гос. гидрол. ин-та. Л., 1933.
- Максимов С. П. Об изучении движения речных наносов. В кн. «Вопросы речного быта». СПб., 1905.
- Максимович Г. А. Методы изучения карста. Уч. зап. Пермск. ун-та, т. 10, вып. 2. Пермь, 1956.
- Максимович Г. А. Плотность карстовых воронок и устойчивость закарстованных территорий. Изв. Высш. уч. заведений, Геология и разведка, 1961, № 7.
- Макринова О. В. Естественный размыв отводящего канала. Труды Гос. гидрол. ин-та, вып. 40(94), 1953.
- Мальцев А. Е. Прогноз объема выноса материала со склонов чаши водохранилища методом синхронных замеров стока. Вестник МГУ, серия геогр., 1961, № 1.
- Марков К. К. Древняя снеговая граница как показатель новейшего поднятия гор. Проблемы физ. географии, т. 11, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1942.
- Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., Географгиз, 1948.
- Марков К. К. Геоморфологические методы изучения движений земной коры. В кн. «Труды Совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры». М., Геодезиздат, 1948а.
- Маруашвили Л. И. Закономерности формирования террас в орогенах (по наблюдениям на Кавказе). Материалы 2-го геоморфол. совещ., 1959.
- Методические указания по производству маркшейдерских наблюдений за оползневыми явлениями на угольных карьерах. М., Углетехиздат, 1955.
- Мещеряков Ю. А. Современные движения земной коры. «Природа», 1958, № 9.
- Мещеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Мещеряков Ю. А. Задачи и методы геолого-геоморфологических исследований при изучении современных тектонических движений. В кн. «Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Мещеряков Ю. А. и Снягина М. И. Современные движения земной коры и методы их изучения. В кн. «Вопросы географии». Сб. статей для 18-го Междунар. геогр. конгресса. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Мушкетов И. В. Краткая программа для наблюдений ледников России, изд. геогр. об-ва. СПб., 1894.
- Мушкетов И. В. Физическая геология, т. 2, изд. 3. М.—Л., Госиздат, 1926.
- Мушкетов И. В., Мушкетов Д. И. Физическая геология, т. 1, изд. 4. Л.—М., ОНТИ, 1935.

- Мякокин В. С. О роли вертикальных движений в развитии берегов Байкала. Вопросы географии, сб. 46, 1959.
- Неболюси С. И. Смещение почвы при замерзании и оттаивании. «Метеорология и гидрология», 1935, № 3—4.
- Невесский Е. Н. Изучение толщ прибрежных отложений как метод палеогеографических реконструкций морских берегов. Вопросы географии, сб. 46, 1959.
- Нестеренко Г. Т. Применение водяного нивелира при исследовании сдвижения горных пород. «Горный журнал», 1952, № 6.
- Нестеренко Г. Т. Наблюдения за движением горных пород в их толще с помощью скважин. «Горный журнал», 1953, № 2.
- Нефедьева Е. А. и Хмелева Н. В. Изучение эрозионных форм рельефа экспериментальным методом. Труды Ин-та геогр. АН СССР, т. 68, 1956.
- Никитин В. Н. К вопросу об изучении камнеточцев в Черном море. Докл. АН СССР, 1951, т. 80, № 3.
- Николаев Н. И. Опыт построения классификации физико-геологических процессов и явлений, имеющих инженерное значение. Вопросы географии, сб. 2. М., 1947.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. Труды Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, т. 8, 1949.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М. Госгеолиздат, 1962.
- Никопова А. А. Восстановление неотектоники и палеогеографии позднеледниковья с помощью эпигерогенического спектра в материковой части Кольского полуострова. Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 4.
- Нифантов А. П. Оползни и инженерное строительство на южном берегу Крыма. Симферополь, Гос. изд-во Крымск. АССР, 1940.
- Обручев В. А. Полевая геология, изд. 4. М.—Л., ГОНТИ, 1932.
- Обручев С. В. Новый вулкан в Мексике. «Природа», 1947, № 8.
- Ог Э. Геология, изд. 7. М.—Л., ГОНТИ, 1938.
- Огильви А. А. и Нетунаки В. И. К вопросу о возможности применения геофизических методов при изучении оползней. Вестник МГУ, 1954, № 5.
- Орлов А. П. Краткая инструкция для наблюдения и собирания фактов о колебаниях земной коры в приуральских странах. Зап. Уральск. об-ва любителей естеств., т. 2, вып. 1. Екатеринбург, 1875.
- Орлов Б. П. Характерные особенности движения барханных цепей в юго-восточных Кара-Кумах. Уч. зап. МГУ, вып. 14, География. М., 1938.
- Орлов П. М., Калошина О. В., Соколова Н. И., Голубева З. С. Определение размеров эрозионных явлений. Докл. Моск. с.-х. акад. им. Тимирязева, 1962, вып. 82.
- Пальгов Н. Н. Динамика ледников Лепсинской Горы хребта Джунгарский Алатау. Вопросы географии Казахстана, вып. 1. Алма-Ата, 1956.
- Пальгов Н. Н. Наблюдения над движением одного из каменистых глетчеров хребта Джунгарский Алатау. Вопросы географии Казахстана, вып. 2. Алма-Ата, 1957.
- Пальгов Н. Н. Современное оледенение в Заилийском Алатау. Алма-Ата, Изд-во АН Казах. ССР, 1958.
- Пальгов Н. Н. К методике наблюдений по гидрологии горных ледников. Вопросы географии Казахстана, вып. 5. Алма-Ата, 1959.
- Панков А. М. Эрозия почв в южной части обыкновенного чернозема центрально-черноземной зоны (опыт количественной характеристики). В кн. «Эрозия почв». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Панюков П. Н. К классификации и характеристике физико-геологических явлений. Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 35, 1961.
- Патрикеев В. В. Способ определения величины абразии береговых клифов. Авторское свидетельство СССР, № 132427, 5.X 1960 г.
- Пенк В. Морфологический анализ. Пер. с нем., Географиз, 1961.

- Петров М. П. Подвижные пески пустынь СССР и борьба с ними. М., Географиз, 1950.
- Петрова-Ясюнас Л. П. Исследование устойчивости оползней в однородных глинистых грунтах. Труды Всес. науч.-исслед. ин-та ж.-д. строит. и проектирования, вып. 11, 1954.
- Петухов И. М. Методы изучения движения горных пород и угля в массиве, изд. Мин-ва угольной пром-ти. М., 1954.
- Полканов А. А. и Герлинг Э. К. Шкала абсолютного летоисчисления геологической истории Земли. Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
- Поляков Б. В. Определение величины стока наносов в целях установления срока заглнения водохранилищ. Зап. Гос. гидрол. ин-та, т. 10, 1933.
- Поляков Б. В. Методика исследований речных наносов и перекатов. М.—Л., Гидрометеониздат, 1940.
- Поляков Б. В. Гидрологический анализ и расчеты. Л., Гидрометеониздат, 1946.
- Поляков Б. В. Характеристика интенсивности эрозии по данным о стоке наносов Европейской территории СССР. Труды первого совещ. по регулированию стока, 1946а.
- Попов Ив. В. Инженерная геология, изд. 2. М., Изд-во МГУ, 1959.
- Попов Иг. В. Изменение морфометрических характеристик во времени как показатель направленности русловых процессов на меандрирующих реках. Труды Гос. гидрол. ин-та, вып. 44(98), 1954.
- Попов Иг. В. Процесс меандрирования речных излучин и его изучение с помощью аэрофотосъемки. Труды Гос. гидрол. ин-та, вып. 49(103), 1955.
- Попов Иг. В. Методические основы исследований руслового процесса. Л., Гидрометеониздат, 1961.
- Потапенко Б. Г. Стереофотограмметрическое картирование подводного рельефа. Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 10. Иркутск, 1959.
- Преснякова Г. А. Влияние процессов водной эрозии на урожай сельскохозяйственных культур на дерново-подзолистых почвах и пути повышения плодородия смытых почв. Труды Почв. ин-та им. Докучаева АН СССР, т. 40, 1953.
- Приклонский В. А. Грунтоведение, ч. 1. М., Госгеолиздат, 1949.
- Приходько Ю. Н. Наблюдения над усадкой углей и песчано-глинистых пород на Итинском каменноугольном месторождении. Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 2.
- Прозорович Э. А. О методике обработки результатов изучения плотности глинистых пород. «Геология нефти и газа», 1961, № 2.
- Проничева М. В. О скоростях роста оврагов Средне-Русской возвышенности. Труды Ин-та геогр. АН СССР, т. 65, 1955.
- Проскурякова Т. Л. Склоновая эрозия и значение в ее развитии механического воздействия дождя. Дисс. на соиск. уч. степени канд. геогр. наук. Л., 1955.
- Прыткова М. Я. Проблема стока наносов в свете изучения русловых деформаций на реках юга Дальнего Востока. Амурский сб., вып. 1. Хабаровск, 1959.
- Рамзаев Ф. С. Растения как показатель интенсивности эрозии. Бот. журнал, 1956, т. 41, № 3.
- Решеткин М. М. Осадки лёссовидных грунтов на ирригационных системах. В кн. «Водные богатства недр земли на службу социалистического строительства», сб. 7. М.—Л., 1934.
- Рихтер В. Г. Псевдотектонические явления, связанные с деятельностью человека. «Природа», 1957, № 4.
- Родионов В. Е. Материалы к выработке методики изучения оползней. Ростов-на-Дону, изд. Бюро хозяйственных, 1935.
- Родионов Н. В. Некоторые данные о скорости развития карста в карбонатных породах. Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 6, 1949.

- Родионов Н. В. Инженерно-геологические исследования в карстовых районах при устройстве малых водоемов, гражданском и промышленном строительстве, М., Госгеолиздат, 1958.
- Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода). Труды Геофизич. ин-та АН СССР, № 3 (130), 1949.
- Рудберг С. Наблюдения за движением обломочных пород на склонах в Швеции. В кн. «Проблемы инженерной геологии», вып. 2. М., 1960.
- Рудаков В. К. К расчету переработки берегов водохранилищ во времени. «Гидротехника и мелiorация», 1960, № 3.
- Руководство по гляциологическим работам в горах (временное). М., Гидрометеониздат, 1960.
- Русанов Б. С. Гидротермические движения земной поверхности, изд. Якутск. фил. СО АН СССР. М., 1961.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Рыжков О. А. Современные тектонические движения на востоке Ферганы. Изв. АН Узб. ССР, 1952, № 6.
- Рыжов П. А. Геометрия недр. М.-Л., Углетехиздат, 1952.
- Саттян Г. Г., Телушко Л. И., Целиков Ф. И. Наблюдения за земляным полотно и переработкой берегов в районе новых водохранилищ (Методические указания). Сообщ. Всес. науч.-исслед. ин-та ж.-д. строительства, № 57, 1954.
- Сакс В. Н. О скорости накопления современных морских осадков. «Природа», 1950, № 6.
- Салищев К. А. и Мещеряков Ю. А. Карты и съемка. В кн. «Справочник путешественника и краеведа», т. 1. М., Географиз, 1949.
- Самойлов И. В. Устья рек. М., Географиз, 1952.
- Сдобников С. С. и Половницкий И. Я. Программа и методика исследований по ветровой эрозии почв. Вестник с.-х. науки (Алма-Ата), 1958, № 3.
- Сена Л. А. Единицы измерения физических величин, изд. 3. М.—Л., Госизд-во техн.-теорет. лит, 1951.
- Сетунская Л. Е. Опыт анализа продольных профилей рек в целях изучения тектонических движений. Изв. АН СССР, серия геогр., 1959, № 3.
- Сетунская Л. Е. Об использовании карт для изучения динамики явлений. В кн. «Вопросы применения картографических методов при географических исследованиях». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Сильницкая В. И. и Черемных Г. Д. О методике измерения скоростей движения льда поверхностных частей некоторых ледников Антарктиды по материалам двукратной аэрофотосъемки. Изв. АН СССР, серия геогр., 1959, № 5.
- Скворцов Г. Г. О скорости развития карста в гипсах. В кн. «Вопросы изучения подземных вод и инженерно-геологических процессов». М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Соболев С. С. Глубина эрозии и эпейрогенические колебания на территории УССР в течение четвертичного периода. Труды Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертичн. периода, вып. 4, 1939.
- Соболев С. С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними, т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Соболевский П. К. Современная Горная геометрия. «Соц. реконструкция и наука», 1932, № 7.
- Соболевский П. К. К вопросу об автоматической регистрации деформаций поверхностей искажения под действием подземных горных работ. Труды Совещ. по упр. горным давлением, 1938.
- Современные вертикальные движения земной коры на территории западной половины Европейской части СССР. Труды Центр. науч.-исслед. ин-та геодезии, аэросъемки и картографии, вып. 123, 1958.
- Соколов Н. А. Дюны, их образование, развитие и внутреннее строение. СПб., 1884.

- Соколов Н. Н. Исследования на Цимлянском водохранилище с применением материалов аэрофотосъемки. Труды Гос. гидрол. ин-та, вып. 74, 1960.
- Солнцев Н. А. Современное побережье острова Колгуева. Уч. зап. МГУ, вып. 16, География, 1937.
- Сотников А. В. Химическая и механическая денудация в Прикаспийской низменности. Изв. АН Казах. ССР., серия геол., вып. 16. Алма-Ата, 1953.
- Спенглер О. А. Становление поверхности ледников. Труды ледниковых экспедиций, вып. 1, Памир, М., 1936.
- Спирidonов А. И. Геоморфологическое картографирование. М., Географгиз, 1952.
- Спирidonов А. И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований, ч. 1 и 2, изд. Геогр. фак-та МГУ, 1956—1959.
- Старик И. Е. и Жарков А. П. Применение радиоуглеродного метода к исследованию процессов современного осадконакопления. Бюлл. Комиссии по определению абс. возраста геол. формаций при АН СССР, вып. 5, 1962.
- Стрельников К. В. Деревянный репер для наблюдения за движением горных пород в массиве. «Горный Журнал», 1958, № 6.
- Сурмач С. П. Классификация смытых почв и ее применение при составлении крупномасштабных почвенно-эрозионных карт. «Почвоведение», 1954, № 1.
- Сурмач Г. П. Изучение водопроницаемости, стока и смыва на каштановых щебенчатых почвах Нижней Волги в целях их мелиорации. Труды Почв. ин-та им. Докучаева АН СССР, т. 48, 1955.
- Сюзехиро К. Инженерная сейсмология. М., Изд-во «Эконом. жизнь», 1936.
- Тер-Степанян Г. И. О корректировании результатов наблюдений за смещением оползневых реперов. Изв. АН Арм. ССР, физ.-мат., естеств. и техн. науки, т. 4, № 2, Ереван, 1951.
- Тер-Степанян Г. И. Глубинная ползучесть склонов и методы ее изучения. Диссертация, 1955.
- Тер-Степанян Г. И. Цели и возможности наблюдений за движением оползней. В кн. «Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР». Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1956.
- Трескинский С. А. О принципах изучения рек в целях тектонического анализа. «Разведка недр», 1950, № 1.
- Трофимов А. А. Метод определения вектора относительного перемещения крыла тектонического разрыва по геологическим данным при помощи изолиний. «Сов. геология», сб. 54, 1956.
- Угличус А. А. Исследования гидротехнических сооружений. М.—Л., Госэнергоиздат, 1939.
- Улитин А. И. Наблюдения за подъемом дна строительного котлована. «Гидротехн. стр-во», 1955, № 6.
- Успенский М. С. Условия устойчивости геодезических центров и реперов. М., Геодезиздат, 1955.
- Фаддеева А. П. Инженерно-геологические изыскания на морских побережьях и в устьях рек. Методические указания. Л.—М., Гос. изд-во лит. по стр-ву и архитект., 1954.
- Федоров В. В. Основные количественные характеристики деформаций русел. Производство изысканий на водном транспорте, сб. 1. Л.—М., Речиздат, 1940.
- Федоров В. В. Гидрологический анализ и расчеты проектного уровня дноуглубления. Изд. Мин-ва морск. и речн. флота СССР. Л.—М., 1953.
- Федоров П. В. О новейших движениях земной коры в области Каспийской впадины. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1952, т. 27, вып. 3.
- Федорович Б. А. Верховья р. Чу (Материалы по морфотектонике, современной динамике и инженерной геологии). Труды Киргизской компл. экспедиции АН СССР, т. 1, ч. 1, 1935.

- Федорович Б. А. Изучение работы ветра, исследование песков и лёсса. В кн. «Справочник путешественника и краеведа», т. 2. М., Географгиз, 1950.
- Федорович Б. А. Об основных процессах рельефообразования Турана. Проблемы физ. географии, т. 15, 1950а.
- Ферсман Л. Е. Время. Пг., Изд-во «Время», 1922.
- Фивег М. П. О длительности накопления соляных толщ. Труды Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, № 29, 1954.
- Флейшман С. М. Селевые потоки. М., Географгиз, 1951.
- Фролов А. М. Меры обеспечения устойчивости земляных масс и сооружений, т. 2. М., Трансжелдориздат, 1954.
- Хаин В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку, Азнефтеиздат, 1950.
- Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954.
- Харитонов Г. А. К методике устройства стоковых площадок по учету смыва почв. «Почвоведение», 1940, № 2.
- Холопов П. И. Методика наблюдений за деформацией стволов шахт на рудниках Алтая. «Горный журнал», 1946, № 6.
- Холупяк К. Л. Перемещение почвы на крутых склонах под влиянием обработки. Труды Украинск. науч.-исслед. ин-та лесного хоз. и агролесомелиорации, вып. 18, 1956.
- Храмушев А. С. Компрессионные свойства глин как метод геологического исследования. Труды Всес. конторы геол. картирования, вып. 3, 1939.
- Хреников Н. А. Исследования оползневых явлений по материалам фотополярной съемки. В кн. «Методы исследований и расчетов при инженерно-геологических и гидрологических работах». М., Госгеолгиздат, 1951.
- Цомая В. Ш. Эпизодические и стационарные гляциологические наблюдения. Труды Тбилиск. науч.-исслед. гидрометеорол. ин-та, вып. 3, 1958.
- Червяков В. А. Определение скорости роста оврагов при помощи аэрофотоснимков. Вестник МГУ, 1963, № 1.
- Чирвинський В. Н. Деякі спостереження над швидкістю росту яру в районі Пушкінського парку в Києві. «Геологічний журнал», т. I, вип. 2. Київ, 1934.
- Чуриннов М. В. Изучение физических и химических процессов в оползневом теле. В кн. Емельянова Е. П. «Методическое руководство по стационарному изучению оползней». М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Шапов Г. И. Речные наносы. Л., Гидрометеоиздат, 1954.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Труды Ин-та геол. АН СССР, вып. 135, Геол. серия (№ 55), 1951.
- Шанцер Е. В. и Имшенецкий А. И. К вопросу об абразии берегов водохранилищ. В кн. «Вопросы изучения подземных вод и инженерно-геологических процессов». М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Щуровский Г. Е. Колебательное движение Европейского материка в историческое, и близкое к историческому время. Изв. Об-ва любителей естеств., антропол. и этногр., т. 33, вып. 2. М., 1878.
- Эйгенсон Л. С. Моделирование. М., Изд-во «Сов. наука», 1952.
- Юркевич О. И. Эндогенный фактор при наклонах земной поверхности. «Труды Ин-та геол. наук АН УССР, серия геофиз.», вып. 2. Киев, 1958.
- Axelrod D. I. Post-pliocene uplift of the Sierra-Nevada, California. Bulletin Geol. Soc. America, 1962, v. 73, N 2.
- Ball J. The Semna cataract or rapid of the Nile. Quart. J. Geol. Soc., 1903, v. 59.
- Beaumont Elie de. Leçons de géologie pratique, t. 1, Strasbourg, 1845; t. 2, Paris, 1869.
- Bennema J., Geue E. C. W. A., Smits H., Wiggers A. J. Soil compaction in relation to quaternary movements of sea-level and subsidence of the land, especially in the Netherlands. Geol. en mijnbouw, 1954, Jg. 16, N 6.

- Bennett H. H. Elements of soil conservation. N. Y.—London, 1947.
- Bernard F. et Lecat-Schlauder G. Rôle des flagellés calcaires dans la sédimentation actuelle en Méditerranée.—Compt. rend. Congrès géol. internat. 19 session, Alger, 1952. Fasc. 4, Sec. 4. Topographie sous-marine et sédimentation actuelle. Alger, 1953.
- Birkenmajer K. Z. badań utworów i fanny podniesionych tarasów morskich i zagadnienia holeczeńskich ruchów izostaticznych we Fjordzie Hornsund. Przegl. geofiz., 1958, t. 3, N 2.
- Bögli A. Probleme der Karrenbildung. Géogr. helv., 1951, Bd6, N 3.
- Bögli A. Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie. Z. Geomorphol., 1961, Bd5, H. 3.
- Bossolasco M. Ein Vorschlag für die Messung der Gletscherbewegungen. Z. Gletscherkunde, 1932, Bd20, H. 1/3.
- Bowen F. C. Late Pleistocene and recent vertical movement at the Alpin Fault. N. Z. J. Sci. and Technol., Sec. B, 1954, v. 35, N 5.
- Bradley W. C. Submarine abrasion and wave-cut platforms. Bull. Geol. Soc. America, 1958, v. 69, N 8.
- Bremer H. Flusserosion an der oberen Weser. Göttinger geogr. Abhandl., H. 22, Göttingen, 1959.
- Brittelbank C. C. The rate of erosion of some river valleys. Geol. Mag., 1900, v. 7, N 7.
- Bubnoff S. Die Geschwindigkeit der Sedimentbildung und ihr endogener Antrieb. Berlin, 1950.
- Bülow K. Allgemeine Küstendynamik und Küstenschutz an der südlichen Ostsee zwischen Trave und Swine. Z. Geol., Beilheft 10, Berlin, 1954.
- Burn K. N. Instrumentation for a consolidation study of a clay deposit beneath an embankment. Géotechnique, 1959, v. N 3.
- Cailleux A. Récents variations du niveau des mers et des terres. Bull. Soc. géol. France, 6-me sér., 1952, t. 2, fasc. 1—3.
- Cailleux A. Valeurs du rétrécissement de chaînes plissées. Rev. géomorphol. dynam., 1957, t. 8, N 9—10.
- Capps S. R. Observations of the rate of creep in Idaho. Amer. J. Sci., 1941, v. 239, N 1.
- Carey W. C. a. McDean Keller. Systematic changes in the beds of alluvial rivers. J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civil Eng., 1957, v. 83.
- Gloos H. Einführung in die Geologie. Ein Lehrbuch der inneren Dynamik. Berlin, 1936.
- Coldwell A. E. Importance of channel erosion as a source of sediment. Trans. Amer. Geophys. Union, 1957, v. 38, N 6.
- Corbel J. Une nouvelle méthode d'étude des régions calcaires (quelques indications pratiques). Rev. géomorphol., dynam., 1959, t. 10, N 1—4.
- Creer K. M., Irving E., Nairn A. E. M., Runcorn S. K. Palaeomagnetic results from different continents and their relation to the problem of continental drift. Ann. géophys., 1958, t. 14, N 4.
- Czyppe Z. Melody badania intensywności procesów rzeźbotwórczych w Arktyce.—Problemy, 1958, t. 14, N 1.
- Dacqué E. Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena, 1915.
- Devdariani A. S. Analiza cinematică a deplasării formelor de relief. An. Rom.-Sov. Ser. geol.-georg., 1960, t. 14, N 1.
- Dorywalski M. Matematyczno-statystyczne metody w geomorfologii.—Przegl. geogr., 1953, t. 25, r. 2.
- Dreyfuss M. Pour une représentation graphique des formations sédimentaires marines.—Bull. Soc. géol., France, 6-me sér., 1951, t. 1, fasc. 7.
- Duclaux J. et Biget. Méthode d'observation des déformations de l'écorce terrestre.—Ann. géophys., 1945, t. 1, fasc. 2.
- Dylik J. Dynamical geomorphology, its nature and methods. Bull. Soc. sci. et lettres Łódź. 3. Sci. math. et natur., 1957, v. 8, N 12.
- Edelman T. Tectonic movements as resulting from the comparison of two precision levellings. Geol. en mijnbouw, 1954, Jg 16, N 6.

- Farrand W. A. Postglacial uplift in North America. *Amer. J. Sci.*, 1962, v. 260, N 3.
- Finkel H. J. The movement of barchan dunes measured by aerial photogrammetry. *Photogramm. Engng.* 1961, v. 27, N 3.
- Finsterwalder R. Geschwindigkeitsmessungen an Gletschern mittels Photogrammetrie. *Z. Gletscherkunde*, 1931, Bd 19, H. 4/5.
- Finsterwalder R. Photogrammetry and glacier research with special reference to glacier retreat in the Eastern Alps. *J. Glaciol.*, 1954, v. 2, N 15.
- Finsterwalder R. Die zählenmässige Erfassung des Gletscherrückganges an Ostalpenglischern. *Z. Gletscherkunde und Glazialgeol.*, 1955, Bd 2, H. 2.
- Finsterwalder R. Measurement of ice velocity by air photogrammetry. В кн.: Association internationale d'hydrologie scientifique. Symposium de Chamonix. Gentbrugge, 1958.
- Fisk H. N., McFarlan E., Kobb C. R., Wilbert L. J. Sedimentary framework of the modern Mississippi delta. *J. Sediment. Petrol.*, 1954, v. 24, N 2.
- Flint R. F. Rates of advance and retreat of the margin of the late-wisconsin ice sheet.—*Amer. J. Sci.*, 1955, v. 253, N 5.
- Fourmarier P. Principes de géologie, t. 2. 3-me ed., Paris—Liège, 1950.
- Frink I. W. Solution of limestone beneath Hales Bar Dam. *J. Geol.*, 1946, vol. 54, N 2.
- Galloway R. W. Mechanical measurement of glacier motion.—*J. Glaciol.*, 1956, v. 2, N 19.
- Gerber E. Zur Morphologie wachsender Wände. *Z. Geomorphol.*, 1935, Bd 8.
- Gerlach T. Z badań intensywności współczesnych procesów morfogenetycznych na obszarze dorzecza Białej Wody w Jarworkach k/Szczawnicy.—*Gospod. wodna*, 1957, rok 17, N 8.
- Gerrard J. A. F., Perutz M. F., Roch A. Measurement of the velocity distribution along a vertical line through a glacier. *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A*, 1952, v. 213, N 1115.
- Girard J. Les phénomènes d'érosion. IV. L'érosion fluvial.—*Rev. géogr.*, t. 44, Fevr., 1899.
- Gleason C. H. Reconnaissance methods of measuring erosion. *Bull. Geol. Soc. America*, 1954, v. 65, N 12, pt 2.
- Glen I. W. Measurement of the deformation of ice in a tunnel at the foot of an ice fall.—*J. Glaciol.*, 1956, v. 2, N 20.
- Goguel J. Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. Paris, 1943.
- Guilcher A. Mesures de la vitesse de sédimentation et d'érosion dans les estuaires bretons. *C. r. Acad. sci. Paris*, 1953, v. 237, N 21.
- Guilcher A. Morphologie littérale et sous-marine. Paris, 1954.
- Guilcher A., Berthois L. Cinq années d'observations sédimentologiques dans quatre estuaires—témoins de l'ouest de la Bretagne. *Rev. géomorphol. dynam.*, t. 8, N 5—6.
- Gutenberg B. Changes in sea level, postglacial uplift and mobility of the earth's interior. *Bull. Geol. Soc. America*, 1941, v. 52, N 5.
- Haas E. A method for measuring the movement of rocks and glaciers with simple equipment. *Arctic*, 1953, v. 6, N 4.
- Haffeli R., Kasser P. Beobachtungen im Firn- und Ablationsgebiet des grossen Aletschgletscher. *Schweiz. Bauzeitung*, 1948, Jg 66, N 35 u. 36.
- Hahn F. G. Untersuchungen über das Aufsteigen und Sinken der Küsten. Leipzig, 1879.
- Harrison D. Marginal zones of vanished glaciers reconstructed from the preconsolidation-pressure value of overriden silts.—*J. Geol.*, 1938, v. 66, N 1.
- Heim A. Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart, 1885.
- Hempel L. Über die Messbarkeit von Bodenerosion.—*Z. Pflanzenernähr., Düng. und Bodenkunde*, 1951, Bd 55(100), N 2.
- Hess H. Die Gletscher. Braunschweig, 1904.

- Hess H. Der Abtrag in den Schweizer Alpen.— *Petermanns geogr. Mitt.*, 1909, Bd 55, H. 12.
- Hess H. Mechanische Wirkungen des Eisens.— В кн.: *Handbuch der Geophysik*, Bd 3, Lief. 1. Berlin, 1930.
- Heusser C. J., Schuster R. L., Gilkey A. K. Geobotanical studies on the Taku Glacier anomaly.— *Geogr. Rev.*, 1954, v. 44, N 2.
- Hinds N. E. A. Geomorphology. The evolution of landscape. N. Y., 1943.
- Hlibowicki R. Przemieszczenie gleb i kształt pól uprawnych. *Roczn. nauk roln.*, ser. F. v. 71, N 1, Warszawa, 1955.
- Hoff K. E. A. von. Geschichte der durch Überlieferung nachgewiesenen natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche. Teil 1—5. Gotha, 1822—1841.
- Jacobi G. Helgoland bei Johannes Mejer und Adam von Bremen. *Küste*, 1953, Jg 2, H. 2.
- Jähde H. Bodensetzungen. Bauplanung und Bautechn. H. 1, 1953.
- Jahn A. Quantitative analysis of some periglacial processes in Spitzbergen.— *Zesz. nauk. Univ. wrocławskieje*, ser. B, N 5, 1961.
- Jahns R. H. Sheet structure in granites: its origin and use, a measure of glacial erosion in New England.— *J. Geol.*, 1943, v. 51, N 2.
- Jakli H. Die Bodenbewegungen im Hinterrheintal und ihre bautechnischen Auswirkungen.— *Schweiz. Bauzeitung*, 1948, Jg 66, H. 37.
- Johnson D. W. Shore processes and shoreline development. N. Y., 1938.
- Kammerer F. Setzungen und Senkungen im Baugrund. *Z. angew. Geol.*, 1960, Bd 6, H. 4.
- Keil K. *Ingenieurgeologie und Geotechnik*. Halle, 1954.
- King C. A. M. Depth of disturbance of sand on sea beaches by waves. *J. Sediment. Petrol.*, 1951, v. 21, N 3.
- Kinzi H. Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. *Z. Gletscherkunde*, 1929, Bd 17, H. 1—3.
- Kinzi H. Bemerkung über tägliche periodische Schwankungen der Gletscherbewegung und ein Hilfsmittel zu ihrer Untersuchung. *Z. Gletscherkunde*, 1929, Bd 17, H. 1—3.
- Kittler C.-A. Merkmale, Verbreitung und Ausmass der schleichenden Bodenerosion.— *Petermanns geogr. Mitt.*, 1955, Jg 99, H. 4.
- Kleibelsberg R. V. *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd 1. Wien, 1948.
- Kobold F. Measurement of displacement and deformation by geodetic methods. *J. Serv. a. Mapp. Div. Proc. Amer. Soc. Civil Engrs*, 1961, v. 87, N 2.
- Koch Th. Analysis and effect of current movements on an active fault in Buena Vista hills oil field, Kern Country, California. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1933, v. 17, N 6.
- Köhnke H., Dreibelbis F. R. Methods of measuring soil erosion. *Soil Res.*, 1939, v. 6, N 4/5.
- Kosanke R. M., Simon J. A., Smith W. H. Compaction of plant debris-forming coal beds. *Bull. Geol. Soc. America*, 1958, v. 69, N 12, pt 2.
- Kuenen Ph. H. *Marine Geology*. N. Y.—London, 1950.
- Kuenen Ph. H. Eustatic changes of sea-level. *Geol. en mijnbouw*, 1954, Jg 16, N 6.
- La Marche V. Rate of slope erosion in the White Mountains, California. *Bull. Geol. Soc. America*, 1961, v. 72, N 10.
- Lahee F. H. *Field Geology*. N. Y.—London, 1931.
- Lamprecht H.-O. Uferänderungen und Küstenschutz auf Syll. *Küste*. 1957, Jg 6, H. 2.
- Lawrence D. B. Estimating dates of recent glacier advances and recession rates by studying three growth layers. *J. Glaciol.*, 1950, v. 1, N 7.
- Lehman F. W. P. Das Küstengebiet Hinterpommerns.— *Z. Ges. Erdkunde Berlin*, 1884, Bd 19.
- Leiboutry L. Measurement of firn motion by a magnetic prospecting method. *J. Glaciol.*, 1961, v. 3, N 29.

- Lohmann H. Plankton-Ablagerungen am Böden der Tiefsee.—Schriften naturwiss. Vereins Schleswig-Holstein, Bd 14, Kiel, 1909.
- Lüders K. Die Wirkung der Buhne in Wangerode-West auf der Seegat. «Harle». Küste, 1952, Jg 1, H. 1.—B ки.: Man's role in changing the face of the earth. Chicago, 1956.
- Macar P. Phénomènes géologiques actuels, causes de dommages en nos région. Ann. Soc. géol. Belgique, 1946, v. 69, Bull. N 5—8.
- Manuel of procedure in beach erosion studies. U. S. War Department. Corps of Engineers, U. S. Army, Paper N 2 of the Beach erosion board office, 1939.
- Mayer E. Bearing of some biological data on geologie. Bull. Geol. Soc. America, 1951, v. 62, N 5.
- McIntire W. G., Morgan J. P. Correlation of prehistoric settlements and delta development. Bull. Geol. Soc. America, 1955, v. 66, N 12, pt 2.
- Mellis O. Volcanic ash-horizons in deep-sea sediments from the Eastern Mediterranean. Deep-Sea Res, 1954, v. 2, N 2.
- Merkel H. Tiefenmessungen im Bodensee. Z. Vermessungswesen, 1950, Bd 80, N 3.
- Michelson A. Preliminary results of measurements of the rigidity of the Earth. Astrophys. J., 1914, v. 39, N 2.
- Millecamps R. Sur les directions d'écoulement superficiel d'un trançon de la Mer de Glace. C. r. Acad. sci., Paris, 1956, v. 242, N 3.
- Moore D. G. Rate of deposition shown by relative abundance of Foraminifera. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1955, v. 39, N 8.
- Moos A. Setzungsmessungen 1877—1944 und Baugrund im Rutschgebiet von Zug. Eclogae geol. helv., 1948, v. 41, N 1.
- Morawetz S. Zur Frage der Eiserosion. Mitt. geogr. Ges., Wien, 1949, Bd 91, H. 1/6.
- Murawski H. Das Ausmass der Vertikal-Leistung jungtertiärer Tektonik im Gebiet des Leintalgrabens.—Neues Jahrb. Geol. und Paläontol., 1955. Monatsh. 7.
- Niebuhr W. Ueber die neue Entwicklung der Aussenems und ihre vermutlichen Ursachen. Küste, 1952, Jg 1, H. 1.
- Nielsen N. Eine Methode zur exacter Sedimentationsmessung. Studien über Marschbildung auf der Halbinsel Skalling.—Biol. Medd., Bd 12, H. 4. København, 1935.
- Okey Ch. W. The subsidence of muck and peat soils in Southern Louisiana and Florida. Trans. Amer. Soc. Civil Engrs, 1918, N 1410.
- Orth F. Amerikanische Methoden zur Setzungsbeobachtung in Erddämmen. Bauingenieur, 1952, H. 12.
- Perutz M. F. Direct measurement of the velocity distribution in a vertical profile through a glacier. J. Glaciol., 1950, v. 1, N 7.
- Petterson H. Speed of sedimentation in deep seas. Compt. rend. Congr. géol. internat. 19 session Alger, 1952, Fasc. 4, Sec. 4. Topographie sous-marine et sédimentation actuelle. Alger, 1953.
- Péwé T. L. Recent history of Canwell and Castner glaciers, Alaska. Bull. Geol. Soc. America, 1957, v. 68, N 12, pt 2.
- Pillewizer W. Photogrammetrische Gletscherforschung. Bildmess. und Luftbildwesen, 1938, Jg 13, N 2.
- Powers W. E. Basin and shore features of the extinct lake San Augustin. New Mexico. J. Geomorphol., 1939, v. 2, N 4.
- Press H. Setzungsbeobachtungen. Bautechnik, 1938, H. 52.
- Raczkowski W. Zagadnienie denudacji na obszarze pól uprawnych. Czasop. geogr., 1958, t. 29, N 3.
- Ranwell D. Movement of vegetated sand dunes at Newbrough warren, Anglessey. J. Ecol., 1958, v. 46, N 1.
- Reissinger A. Der Freiburger See bei Oberstdorf und das Problem der glazialen Erosion im Allgäu. Abhandl. Bayer. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Abteil. I. N. F., H. 50. München, 1941.

- Richter-Bernburg G. Zur Frage der absoluten Geschwindigkeit geologischer Vorgänge. *Naturwissenschaften*, 1950, Jg 37, H. 1.
- Rouville A. Le régime des côtes. *Éléments hydrographiques des accès des ports*. Paris, 1946.
- Salomon W. Die Intensitäten alluvialer und diluvialer geologischer Vorgänge und ihre Einwirkung auf die pliocäne Rumpffläche des Kreischgaues und Odenwaldes. *Sitzungsber. Heidelgerg. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. A.*, Abhandl. 3, 1924.
- Sartz R. S. Soil erosion on a fire-denuded forest area in the Douglas-Fir region. *J. Soil and Water Conservat.*, 1953, v. 8, N 6.
- Scheidig A. u. Leussink H. Geräte für Setzungsmessungen an Bauwerken und Dämmen. *Bauingenieur*, 1938, H. 29/30.
- Schlimpp O. Der Eishaushalt am Hintereisferner in den Jahren 1952/53 und 1953/54. *Assoc. internat. hydrol. scient. Asssemblée générale de Toronto*, t. 4. Gentbrugge, 1958.
- Schmidek R. Suberosionserscheinungen am Lüneburger Salzstock. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 1953, Bd 105, Teil 4.
- Schott W. Ueber die Sedimentationsgeschwindigkeit rezenter Tiefseesedimente. *Geol. Rundschau*, 1938, Bd 29.
- Scupin H. Kontinentale und marine Senkungsbecken als Ausdruck epigener Bewegungen. *Geol. Rundschau*, 1934, Bd 25.
- Sharp R. P. Glacier flow: a review. *Bull. Geol. Soc. America*, 1954, v. 65, N 9.
- Shepard F. P. Depth changes in Sagami Bay during the great Japanese earthquake. *J. Geol.*, 1933, v. 41, N 3.
- Shepard F. P. Sedimentation rates in Texas estuaries and lagoons. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1953, v. 37, N 8.
- Sloss L. L. Paleozoic sedimentation in Montana area. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1950, v. 35, N 3.
- Starkel L. Magnitude of alteration of relief in the Polish Flysch Carpathians, during the Holocene. *Bull. Acad. polon. sci. Sér. sci. géol. et géogr.*, 1960, v. 8, N 1.
- Steers J. A. The coastline of England and Wales. Cambridge, 1948.
- Straatens L. M. J. U. v. Sedimentology of recent tidal flat deposits and the Psammites du Condroz (Devonian).—*Geol. en mijnbouw*, 1954, Jg 16, N 2.
- Strahler A. M. Dynamic basis of geomorphology. *Bull. Geol. Soc. America*, 1952, v. 63, N 1.
- Sverdrup H. U., Johnson M. W., Fleming R. H. *The Ocean*. N. Y., 1949.
- Te Punga M. T. Radiocarbon dating of a Rangitikei river terrace. *N. Z. J. Sci. and Technol., Ser. A.*, 1953, v. 35, N 1.
- Te Punga M. T. A late pleistocene land bridge, across Cook Strait. *N. Z. J. Sci. and Technol., Ser. A.*, 1953a, v. 35, N 2.
- Terzaghi K. Settlement of structures in Europe and methods of observations. *Proc. Amer. Soc. Civil Engrs*, 1937, v. 63, N 7.
- Tricart J. L'étude tectonique des formations détritiques grossières. *Rev. géomorphol. dynam.*, 1953, t. 4, N 6.
- Umbgrove J. H. F. *Symphony of the Earth*. Hague, 1950.
- Valentin H. Der Landverlust in Holderness, Ostengland von 1852 bis 1952. *Erde*, 1954, Bd 6, H. 3—4.
- Verger F. Sur le processus de colmatage des rivages de l'Anse de l'Aiguillon (Vendée).—*C. r. Acad. sci. Paris*, 1955, t. 241, N 5.
- Vonfelt J. La bordure vosgienne entre Sélestat et Rouffach. *Rev. géomorphol. dynam.*, 1955, t. 8, N 1.
- Washburn B., Goldthwait R. Movement of South Crillon glacier, Crillon Lake, Alaska. *Bull. Geol. Soc. America*, 1937, v. 48, N 11.
- Weissner J. Gebirgsbewegungen beim Abbau flachgalergerter Steinkohlenflöze. *Glückauf*, 1932, Jg 68, N 43.

- Wentworth Ch. K. Estimates of marine and fluviale ezosion in Hawaii. J. Geol., 1927, v. 35, N 2.
- Wiggers A. J. Compaction of sediments older than Holocene in relation to the subsidence of the Netherlands. Geol. en mijnbouw, 1954, Jg 16, N 6.
- Williams M. Y. Land movements and sedimentation. Bull. Geol. Soc. America, 1932, v. 43, N 4.
- Williams P. J. The direct recording of solifluction movements. Amer. J. Sci., 1957, v. 255, N 10.
- Wilson C. R. Ice movement studies on the Skelton glacier.— J. Glaciol., 1961, v. 3, N 29.
- Wissman H. Ueber seitliche Erosion. Bonn, 1951.
- Witting R. Le soulèvement récent de la Fennoscandie. Geogr. ann., 1922, Arg. 4, H. 3—4.
- Wohlenberg E. Sinkstoff. Sediment und Anwachs am Hindenburgdamm. Küste, 1953, Jg 2, H. 2.
- Wolman M. G. Factors influencing erosion of a cohesive river banc. Amer. J. Sci., 1959, v. 257, N 3.
- Young A. Soil movement by denudational processes on slopes. Nature, London, 1960, v. 188, N 4745.
- Zeuner F. E. Dating the past. An Introduction to Geochronology. London, 1946.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	3
Введение	5
Глава I. Количественные показатели перемещений земной поверхности	17
Перемещения вещественной поверхности земли (субстанциальный метод описания перемещений)	17
§ 1. Понятие о субстанциальном и локальном методах описания перемещений	17
§ 2. Перемещение частицы земной поверхности	21
§ 3. Перемещение вещественной линии земной поверхности	39
§ 4. Перемещение вещественного участка земной поверхности	49
§ 5. Перемещение массива горной породы	52
Перемещения геометрической поверхности земли (локальный метод описания перемещений)	53
§ 6. Вертикальное перемещение точки геометрической поверхности земли	53
§ 7. Вертикальное перемещение геометрической линии (профиля) земной поверхности	55
§ 8. Вертикальное перемещение участка геометрической поверхности земли	60
§ 9. Горизонтальное перемещение геометрической поверхности земли	73
§ 10. Взаимосвязь перемещений геометрической поверхности земли по различным направлениям	79
Перемещения форм рельефа	83
§ 11. Миграция форм рельефа	83
§ 12. Деформация форм рельефа	86
§ 13. Перемещение точек формы рельефа	90
§ 14. Движение серийных форм рельефа	92
§ 15. Способы графического изображения перемещений форм рельефа	94
Единицы измерения количественных показателей перемещений земной поверхности	95
§ 16. Единицы измерения величины перемещений	95
§ 17. Единицы измерения длительности перемещений	96
§ 18. Единицы измерения скорости перемещений	97
Глава II. Общие черты методики измерения перемещений земной поверхности	103
§ 19. Существующие сводки и классификации методов измерения перемещений земной поверхности	103
§ 20. Методы текущих и последующих измерений	104
§ 21. Технические приемы измерения современных перемещений и остаточные признаки прошлых перемещений	105

§ 22. Вещественная природа движущихся объектов наблюдения	106
§ 23. Системы отсчета движения	109
§ 24. Измеряемые пространственные элементы движения	119
§ 25. О распределении наблюдений в пространстве и во времени	121
§ 26. Кинематическая классификация методов измерения перемещений земной поверхности	124
§ 27. Классификация методов измерения длительности перемещений земной поверхности	126
§ 28. О комплексном применении различных методов измерения перемещений земной поверхности	126
Глава III. Методы измерения перемещений земной поверхности. Субстанциальные методы текущих измерений	
§ 29. Методы пространственных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой	130
§ 30. Методы вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой	133
§ 31. Методы горизонтальных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой	136
§ 32. Методы измерения в местных системах отсчета	140
§ 33. Методы измерения перемещений в глубине массива	142
§ 34. Методы вертикальных измерений в системе отсчета, связанной с уровнем моря	145
§ 35. Методы вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с уровнями озер	145
§ 36. Методы вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с профилем равновесия реки	146
§ 37. Методы вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с уровнем грунтовых вод	146
§ 38. Методы вертикальных измерений в системе отсчета, связанной с полем земного тяготения	147
§ 39. Методы измерений наклонов в системе отсчета, связанной с полем земного тяготения	147
§ 40. Методы горизонтальных измерений в системе отсчета, связанной с неподвижными звездами	148
§ 41. Методы наблюдения за раздельным движением частиц	148
Локальные методы текущих измерений	150
§ 42. Методы пространственных и вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой	150
§ 43. Методы вертикальных измерений, основанные на наблюдении за перемещениями водной поверхности в системах отсчета, связанных с земной корой	152
§ 44. Методы горизонтальных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой	154
§ 45. Методы горизонтальных измерений, основанные на наблюдении за перемещениями водной поверхности в системах отсчета, связанных с земной корой	157
§ 46. Методы измерения в местных системах отсчета	158
§ 47. Методы пространственных и вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с уровнями водных бассейнов	162
§ 48. Методы пространственных измерений в системах отсчета, связанных с уровнями рек	164
Балансовые методы текущих измерений	165
§ 49. Методы, основанные на измерении переноса вещества вдоль поверхности земли	165
Субстанциальные методы последующих измерений	169

§ 50. Методы пространственных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой	169
§ 51. Методы горизонтальных измерений	174
§ 52. Методы вертикальных измерений в системе отсчета, связанной с уровнем моря	174
§ 53. Методы вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с профилем равновесия реки	178
§ 54. Методы вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с уровнем грунтовых вод	183
§ 55. Методы вертикальных измерений в системе отсчета, связанной с высотными ландшафтными поясами и глубинными фацональными зонами	184
§ 56. Методы горизонтальных измерений в системе отсчета, связанной с широтными ландшафтными зонами	188
§ 57. Методы горизонтальных измерений в системе отсчета, связанной с магнитным полем Земли	188
§ 58. Методы измерения наклонов в системе отсчета, связанной с полем земного тяготения	189
§ 59. Методы наблюдения за раздельным движением частиц	189
Локальные методы последующих измерений	190
§ 60. Методы пространственных и вертикальных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой	190
§ 61. Методы пространственных и вертикальных измерений, основанные на наблюдении за перемещениями водной поверхности, в системах отсчета, связанных с земной корой	195
§ 62. Методы горизонтальных измерений в системах отсчета, связанных с земной корой	196
§ 63. Методы горизонтальных измерений, основанные на наблюдении за перемещениями водной поверхности, в системах отсчета, связанных с земной корой	197
§ 64. Методы измерений в местных системах отсчета	202
§ 65. Методы пространственных и вертикальных измерений в системе отсчета, связанной с высотными ландшафтными поясами	209
§ 66. Прямые методы измерения скорости осадконакопления	211
Балансовые методы последующих измерений	212
§ 67. Методы, основанные на измерении переноса вещества вдоль поверхности земли	212
§ 68. Методы, основанные на измерении переноса вещества в глубь Земли	214
Кинематическая классификация рельефообразующих процессов	217
Классификация методов измерения перемещений земной поверхности по техническим приемам производства текущих измерений и остаточным признакам прошлых перемещений	219
Кинематическая классификация методов измерения перемещений земной поверхности	221
Классификация методов измерения длительности перемещений земной поверхности	224
Литература	225

Анатолий Сеитович Девдариани

Измерение перемещений земной поверхности

*Утверждено к печати
Институтом географии АН СССР*

Редактор издательства *П. Ф. Золотов*
Художник *М. Г. Раавенский*
Технический редактор *С. Г. Тихомирова*

Сдано в набор 22/VIII 1963 г.
Подписано к печати 14/I 1964 г. Формат 60 × 90^{1/16}
Печ. л. 15,5. Уч.-изд. л. 16,1. Т-00430. Тираж 900 экз.
Изд. № 2039. Тип. зак. № 5848. Темплан 1964 г. № 749.
Цена 1 р. 33 к.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография изд-ва «Наука»
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
122	23 сн.	высокое точное	высокоточное
168	8 сн.	Dreibellis	Dreibelbis
181	11 св.	12×000	12000
186	5 св.	слов	слоев
214	8 св.	в глубинах	в глубь
239	27 св.	у.	у. 9,

А. С. Девдариани.