

УДК 551.4 : 550.349

В. П. СОЛОНЕНКО

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И РЕЛЬЕФ

Обобщаются материалы обследования районов сильных землетрясений; рассматривается роль сейсмических и сейсмогенных процессов в формировании рельефа. Выделены сеймотектонические, гравитационно-сеймотектонические и сейсмогравитационные геодинамические явления.

В геоморфологической литературе часто остается вне поля зрения один из мощных рельефообразующих факторов — землетрясения.

Медленные, «вековые» движения земной коры исследуются многими специалистами. При этом получены интересные результаты, которые широко используются в геоморфологии. Вместе с тем мы уже не раз пытались обратить внимание на то, что «в районах с высокой сейсмической активностью вряд ли представляется возможным говорить о рельефообразующей роли современных колебательных движений или хотя бы о существенном их влиянии на изменение земной поверхности: миллиметровые амплитуды смещений при этих движениях в сотни и тысячи раз перекрываются амплитудами смещений при сильных землетрясениях» (Солоненко и др., 1969).

Например, результаты воздействия сильных землетрясений на рельеф отчетливо видны по всей Байкальской рифтовой зоне (Флоренсов, 1960; Солоненко, 1962; Солоненко и др., 1966, 1968, 1971), в то время как величины медленных движений земной коры, полученные в результате водомерных наблюдений в береговой зоне с 1869 г., засечек Черского (сделаны в 1877—1880 гг.), изучения гидрологического режима Байкала, повторного нивелирования 1906/1907 (1901-1928)—1937—1943 (1961-1965) гг, не выходят за пределы точности проведенных исследований, а иногда весьма сомнительны (Колмогоров и др., 1971).

Сейсмические районы занимают около $\frac{1}{5}$ площади Земли (рис. 1). Вместе с тем даже в некоторых специальных трудах по динамической геоморфологии (Воскресенский, 1971) вопрос о роли сейсмических явлений в создании морфоструктуры и морфоскульптуры фактически не рассматривается. И только в последнее время наши выводы получили поддержку Ю. А. Мещерякова (1972, стр. 451—452).

Если рассматривать суммарное влияние сейсмогенных явлений на рельеф, то среди созданных ими форм в соответствии с классификацией И. П. Герасимова можно выделить морфоструктурные и морфоскульптурные элементы. Однако рассмотрение сейсмогенных явлений в таком аспекте отвлечло бы нас от основной цели статьи — показать конкретные, непосредственно видимые результаты воздействия на рельеф отдельных сильных землетрясений. С этой точки зрения рельефообразующие геодинамические явления удобно классифицировать по степени их связи с самим сейсмическим процессом на сеймотектонические, гравитационно-сеймотектонические и сейсмогравитационные (Солоненко, 1972, 1973).

Сеймотектонические явления по своей роли в формировании рельефа и охватываемой площади делятся на региональные, зональные и локальные.

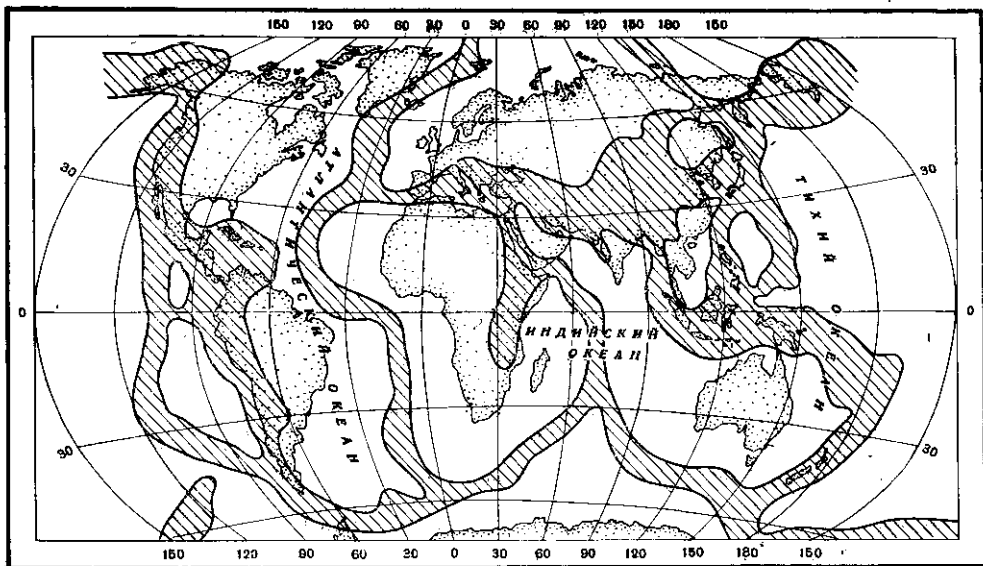


Рис. 1. Области Земли (заштрихованы), где сейсмогенные процессы играют существенную или ведущую роль в формировании рельефа

Региональные сеймотектонические явления. Остаточные деформации земной коры ощущаются на площади от сотен (при магнитуде (M) = 6,5) до сотен тысяч (при $M \geq 8,5$) км², которая для землетрясений с коровыми очагами приблизительно определяется по соотношению $\lg S \text{ км}^2 = (0,99 \pm 0,07) M - 3,6$. В настоящее время это предположение подтверждается инструментальными данными (геодезическими, мареографическими и др.).

При Чилийских землетрясениях 1960 г. ($M = 8,4$) вертикальные смещения земной коры с амплитудой до 5,7 м (с горизонтальными перемещениями) охватили на суше площадь в 130 тыс. км² (Plafker, Savage, 1970). При Аляскинском землетрясении 27.III.1964 г. ($M = 8,4$) поднятия, проседания и перекосы крупных блоков земной коры установлены на площади около 300 тыс. км² (900—960 × 250—400 км): от Алеутского рва до внутренних частей Аляскинского хребта. Вертикальные движения на суше оцениваются амплитудами от —4 до +10 м, а на дне моря — до +15 м и более, горизонтальные — до 3 м (Hansen и др., 1966; Plafker, 1969). Таким образом, внезапные сейсмогенные движения земной коры могут охватывать одновременно не только различные морфоструктуры, но даже различные геотектуры.

По сейсмостатистическим и палеосейсмогеологическим данным (следам древних землетрясений) теперь можно считать установленным (Солоненко, 1962, 1966, 1970, 1973), что региональные движения земной коры сопровождают все сильные землетрясения ($M \geq 6—6,5$). Они имеют не только прямое, но и косвенное отношение к формированию рельефа, так как изменяют условия эрозии, абразии, режима ледников, развития морфоскульптуры подводных склонов, аккумулятивных форм рельефа и т. д.

Поскольку движения земной коры даже при одном землетрясении часто имеют в пределах соседних блоков различную амплитуду и знак, они могут внести существенные нарушения в нормальный эволюционный ряд рельефа. Так называемые трансгрессивные и регрессивные формы рельефа в одном и том же месте не всегда являются результатом длительной разобщенности развития во времени. Они или предпосылки для их формирования иногда могут быть созданы одновременно.

К *зональным сейсмотектоническим явлениям* мы относим движения сейсмогенных морфоструктур. Классический пример таких явлений дало Гобь-Алтайское землетрясение 4.XII.1957 г. ($M=8,6$, XII баллов). Сейсмотектоническая морфоструктура представлена здесь изолированной горной системой, окруженной межгорными впадинами. В связи с этим представилась возможность в ходе землетрясения изучить движение крупной морфоструктуры в «замкнутой системе», в то время как сейсмогенные морфоструктуры ряда других сильнейших землетрясений либо очень сложны, либо не имеют четких границ, а чаще всего скрыты водами морей и океанов.



Рис. 2. Форберг у северного подножия Гобийского Алтая.

Сейсмодислокации, образовавшиеся 4.XII.1957 г., охватывают его со стороны Долины озер. Ширина форберга 2 км. Внизу — подножие гор Ихэ-Богдо,верху справа — оз. Орок-Нур

При землетрясении горный массив (275×30 км и высотой до 4000 м) приподнялся и сдвинулся к востоку (видимые амплитуды до 10 и 8,85 м). При этом проявились многие явные и скрытые элементы механизма развития морфоструктур и морфоскульптур Гобийского Алтая.

Особенно поучительным было взламывание пьедесталов (бзелей) поднимающимися тектоническими глыбами — передовыми холмистыми или горными массивами — форбергами (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Florensov, Solonenko, 1965, 1966). Последние возвышаются (от десятков до 450 м) над наклонной равниной, покрытой пролювиальным чехлом (рис. 2). Перед наиболее крупными форбергами располагаются форберги второго порядка, проникающие в пределы впадин. Растут форберги настолько быстро, что даже низкие террасы прорезающих их рек обычно запрокинуты в сторону горного хребта. Об этом свидетельствуют и сейсмодислокации, образовавшиеся 4.XII.1957 г. Трещины, вскрывшие главные линеаменты древнего заложения, при приближении к форбергам круто отклонялись в сторону впадин на 7—14 км, обходя форберги, а затем снова возвращаясь в зоны линеаментов.

Муйское землетрясение 27.VI.1957 г. ($M=7,9$, X—XI баллов) дало пример одновременной перестройки двух морфоструктур: Намааракитской эмбриональной впадины байкальского типа и Удоканского сводово-блокового хребта. При землетрясении впадина опустилась на 5—6 м и сдвинулась к юго-западу; хр. Удокан поднялся на 1—1,5 м и сдвинулся к северо-востоку на 1—1,2 м (Солоненко и др., 1966).

Общая направленность развития сейсмогенных структур зависит прежде всего от ориентировки векторов сжатия и растяжения земной коры. При господствующем напряжении сжатия поперек сейсмогенных морфоструктур горы разрастаются за счет впадин, при растяжении (рифтовые зоны) впадины поглощают горы. Это общая схема, которая в конкретных геолого-геоморфологических условиях может усложняться (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Солоненко и др., 1966, 1968).

Локальные сейсмотектонические явления — прямые признаки остаточных тектонических деформаций земной коры в эпицентральных зонах сильных землетрясений. Протяженность сейсмодислокаций зависит от многих сейсмогеологических факторов, но приблизительно может быть охарактеризована следующим соотношением: $lg l \text{ км} = (1,01 \pm 0,02) M - 6,18$. Она колеблется от сотен метров (при $M=6-6,5$) до сотен километров (при $M \geq 8,5$). Видимая амплитуда остаточных вертикальных смещений — от сантиметров до 10—12 м (иногда и более), горизонтальных — до 8,85 м.

Еще недавно считалось, что сейсмодислокации — явления достаточно редкие (Белюсов и др., 1954). Однако эти взгляды не подтвердились как при обследовании районов сильных землетрясений за последние 15 лет, так и при сейсмогеологическом изучении высокосейсмичных районов Земли (Солоненко, 1959, 1962, 1966, 1973; Oakeshott, Tocher, 1960; Allen и др., 1965; Pfafker и др., 1970, 1971; Ambraseys и др., 1969, 1970; Tchalenko и др., 1970 и мн. др.).

Сейсмодислокации часто создают в рельефе долгоживущие уступы, трещины и другие элементы сейсмотектонической морфоструктуры¹. Они могут изменять направление и темп эрозии, педипланации, ледниковых и иных процессов.

Мы уже обращали внимание (Солоненко, 1970а) на гипертрофию размеров сейсмодислокаций на дне и подводных склонах морей и крупных озер. Это явление пока загадочное. Например, при землетрясении Канто 1.IX.1923 г. относительные смещения дна зал. Сагами достигали —400 и +250 м (Sassa, 1951), хотя при однотипных землетрясениях ($M=8,3$) размах смещений на суше не превосходит первого десятка метров и только редкие структуры особого рода — гравитационно-сейсмотектонические клинья (см. ниже) — по своим амплитудам приближаются к субаквальному деформациям. Подобные же явления известны в эпицентральных зонах в Средиземном море и в Тихом океане.

При Среднебайкальском землетрясении 29.VIII.1959 г. дно озера в эпицентре опустилось на 10—15 м (Солоненко, Тресков, 1960), а на суше в Прибайкалье такие же землетрясения ($M=6,75$) вызывают смещения по разрывам не более 0,8—1,2 м. Многие были склонны относить это за счет уплотнения осадков. Однако изучение физико-механических свойств грунтов дна большей частью исключает подобную возможность.

Гравитационно-сейсмотектонические явления — это преимущественно движения по разломам, многократно усиленные гравитацией. Гравитационно-сейсмотектонические морфоскульптуры связаны как непосредственно с активными сейсмогенными разломами, так и с другими крупными разрывными нарушениями, испытывающими пассивное вскрытие при колебательных движениях земной коры во время сильных землетрясений.

¹ Морфология и морфометрия сейсмодислокаций, характерных для землетрясений разной балльности (IX—XII, $M=6,5-8,6$), описаны в наших работах (1962, 1966, 1970, 1972, 1973).

Длина сейсмогравитационных трещин достигает нескольких километров. Площадь таких образований — до первого десятка км². В настоящее время известны сбросообвалы, гравитационно-сейсмостектонические клинья и описан один случай предположительного выкола склона хребта (Солоненко и др., 1966).

Сбросообвалы чаще встречаются там, где сбросы отсекают склоны и мысы гор, выдвинутые в долину. При истинном смещении по сбросу до нескольких метров благодаря гравитационному смещению массива в сторону долины ширина разрыва аномально расширяется, массив несколько запрокидывается в сторону гор, что обуславливает большую амплитуду видимого вертикального смещения. На некоторых сбросообвалах насчитывается до пяти-шести рядов трещин отрыва, и они имеют ступенчатое строение.

При наиболее сильных землетрясениях (XI—XII баллов, $M \geq 8$) иногда образуются гравитационно-сейсмостектонические клинья. Они описаны для района Гоби-Алтайского землетрясения и известны в нескольких других высокосейсмичных районах (Солоненко, 1962; Хромовских, 1965; Солоненко и др., 1966, 1968, 1971; Федоренко, 1968 и др.).

Морфологически «клинья» представляют уступ на склоне хребта с характерным сейсмогенным бугристо-западинным рельефом, над которым расположен амфитеатр с высотой тыловой стенки от десятков до 880 м (он может быть иногда принят за обвальный, ледниковый или оползневый). Образование таких структур происходит при раскрытии узла разломов, что обеспечивает сейсмогенно-гравитационное оседание клина земной коры при сильнейших землетрясениях (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963).

Переходной формой от гравитационно-сейсмостектонических к сейсмогравитационным морфоскульптурам являются срывы вершин гор. Так, в Гобийском Алтае срывы вершин происходили при поступательно-возвратном движении гор, вследствие чего ниже вершин возникали мощные скальвающие усилия. Поперечники плоскостей сколов от 100 до 700 × 1500 м, они были заложены на глубине от десятков до 350 м. Вершины были смещены по наклонной (10—15°) плоскости к востоку с поворотом против часовой стрелки или сброшены в ущелья (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963). Среди пиков альпийотипного хребта могут возникнуть усеченные или плосковершинные массивы, о происхождении которых ведутся обширные дискуссии. Скол вершины горы установлен также в Прибайкалье (Хромовских, 1965).

Сейсмогравитационные явления сопровождают почти все землетрясения интенсивностью VII—VIII баллов и выше ($M > 5$). Сейсмогравитационные деструктивные и аккумулятивные морфоскульптуры (отседания склонов гор, обвальные, оползнево-обвальные, оползневые, земляных лавин и потоков, селевые, субаквальные селевые и т. д.) по внешним признакам часто идентичны соответствующим экзогенным морфоскульптурам. В отдельно взятых случаях они нередко трудно отличимы или совсем неотличимы, хотя имеют свои особенности (качественные, количественные и временные).

Тектонические напряжения горных пород, сейсмические ускорения и вибрации при землетрясениях, возбуждающие грунтовые массы, нередко коренным образом изменяют условия устойчивости и движения горных масс. Вследствие этого сейсмогравитационные морфоскульптуры могут развиваться в таких геоморфологических условиях, в которых образование аналогичных экзогенных морфоскульптур невозможно. Само образование аналогичных морфоскульптур в экзогенном варианте требует различного, обычно длительного времени (до многих тысяч лет), а в сейсмогравитационном варианте оно происходит практически мгновенно. Первые разновозрастны (непрерывные стратифицированные генерации), вторые одновременны (прерывистые или наложенные стратифицирован-

ные генерации). При катастрофических землетрясениях одновременно образуются многочисленные обвалы, оползни и другие формы на громадной площади (Муйское землетрясение 1957 г. — 150 тыс. км²; Чилийское 1960 г. — более 130 тыс.; Аляскинское 1964 г. — 300 тыс.; Перуанское 1970 г. — 65 тыс. км² и т. д.).

В молодых высокогорных областях сейсмогравитационные морфоскульптуры часто принимаются за экзогенные. Это связано прежде всего с тем, что сейсмозовбужденные обвалы или земляные лавины проходят необычайно большой путь, а сейсмогравитационные фации осадков похожи на гляциальные или пролювиальные.

Необычность динамики сейсмогенных обвалов можно показать на двух примерах. При Хаитском землетрясении в Южном Тянь-Шане (X баллов, $M=7,5$) обрушились склоны горы высотой до 600—700 м. Сейсмозовбужденный каменный поток со скоростью около 100 км/час устремился вниз по долине Дарихауз, пересек р. Ярхыч, поднялся на 15-метровую террасу и растекся по ней. Площадь обвальной массы 10,7 км², наибольший путь 10,5 км, а при обычном гравитационном обвале он не мог превысить 1,5—2 км (Солоненко, 1970а). Позднее, после некоторой планации, неизбежной со временем, морфоскульптура обвального поля легко могла быть принята за ледниковую.

При Перуанском землетрясении 31.V.1970 г. ($M=7,7$) с горы Гуаскаран с высоты 5500—6400 м обрушилось 50—100 млн. м³ льда, снега и грунта. Обвальная масса прошла около 15 км со скоростью 280—335 км/час. Она перехлестнула через горный отрог высотой 230 м, пересекла реку и поднялась на противоположный берег на высоту 83 м. Селевой поток от «лавины» прошел по Рио-Санта на 160 км (Plafker, Eriksen, 1971).

По некоторым палеосейсмогеологическим данным, в Заилийском хребте сейсмогенные обвалы проходили расстояние до 30 км, удаляясь от подножия гор на 10—15 км, пересекали межгорную впадину и накатывались на склон хребта. Обвальная масса, которую ранее принимали за ледниковые отложения, покрыла здесь площадь до 150 км² (Курдюков, 1964).

В современных орогенических областях большинство гигантских и многие из крупных обвалов часто приурочены к активным разломам и являются сейсмогенными (Солоненко, 1950, 1962, 1972; Мелекесцев, 1965; Золотарев, 1968; Золотарев и др., 1968; Матвеев, 1968; Федоренко, 1968 и др.).

С практической точки зрения разделение сейсмогравитационной и гравитационной морфоскульптуры имеет принципиальное значение: обвальная масса первых может пройти путь во много раз больший и обрушиться на сооружения в безопасной зоне гравитационных обвалов. Важно и то, что в высокосейсмичных районах горные массы местами находятся в перенапряженном состоянии и обвалы (до гигантских включительно) могут происходить не только во время землетрясений, но и без видимого повода даже на устойчивых по всем признакам склонах, где возможность образования крупных обвалов никто бы не предсказал. В таких условиях в хр. Удокан на наших глазах внезапно обрушился горный склон протяженностью в 2,5 км. При наземном обследовании в течение дня мы видели здесь сход еще двух обвалов (Солоненко и др., 1966).

В районах, сложенных умеренно дислоцированными молодыми осадочными или вулканогенно-осадочными образованиями, при землетрясениях сползают пачки пластов площадью до нескольких км². Подобного типа оползни происходят иногда и не во время землетрясений, но по первопричине их следует относить к сеймотектоническим (Чуринов, 1964).

Своеобразные формы рельефа на побережье Черного моря выделил А. Б. Островский (1970); их образование он предположительно связал с катастрофическими землетрясениями. В результате собственных исследований мы пришли к выводу, что здесь должно было иметь место ранее

неизвестное явление сейсмостенно-вибрационной ползучести и разрушения горных склонов, обусловленное длительными сейсмическими колебаниями умеренной силы. При этом части горных массивов отчленились и смещались в сторону моря или долин, иногда полностью перекрывая последние (дз. Абрау). Около м. Большой Утриш возникла трещина шириной до 100—150 м, глубиной до 90 м при длине около 4 км. Произошли обвалы с формированием крупноглыбовых каменных лавин, которые ушли от своего источника до 3,5 км (вместо 50—100 м, возможных при обычном гравитационном обвале), из них до 2 км в море, образовав острова Большой и Малый Утриш и обусловив на значительной площади своеобразную бугристо-западинную обвально-аккумулятивную морфоскульптуру дна моря. Подобный «донтический феномен» может иметь место на берегах не только Черного, но и Мраморного и Средиземного морей.

В лёссовых районах землетрясения иногда сопровождаются так называемыми земляными лавинами. Например, при Хаитском землетрясении земляные лавины прошли в долинах рек Ягман, Ярхыч и др. (Губин, 1960). В долине р. Ягман они соединились и, несмотря на малые уклоны днища (2—3°), образовали земляной поток, который с большой скоростью помчался вниз, покрыв долину на протяжении 20 км.

Отличительным признаком сейсмозабужденных земляных потоков является массовое развитие бугров и земляных фонтанов. Такой микро-рельеф обычно относят к суффозионно-просадочному или перигляциальному. В описываемом же случае он имеет явно сейсмогенное происхождение (Солоненко, 1970а). Земляные потоки при достаточном обводнении могут перерождаться в типичные сели, которые вообще часто сопровождают сильные землетрясения (Солоненко, 1963).

В формировании подводных склонов особое место занимают субаквальные селевые потоки, которые могут быть одной из причин образования подводных каньонов материковых склонов.

Подводные каньоны, происхождение которых является предметом длительной дискуссии, несомненно полигенны, но часто они, по-видимому, являются результатом деятельности грунтовых потоков. Причины возникновения последних могут быть различны, однако одной из наиболее достоверных нам представляется сейсмическое возбуждение. Благодаря точному фиксированию времени землетрясений и повреждений подводных кабелей к настоящему времени накопился значительный фактический материал о движении сейсмозабужденных субаквальных селей. Классический пример дало землетрясение Гранд-Бэнкс 18.XI.1929 г. ($M=7$), при котором южнее Ньюфаундленда в течение 13 ч 17 мин было последовательно порвано 12 кабелей на расстоянии до 800 км от эпицентра. Скорость субаквального селя на континентальном склоне была около 90 км/час, а на абиссальной равнине — 36 км/час. При Алжирском землетрясении 9.IX.1954 г. ($M=6,75$) последовательно было разорвано пять подводных кабелей. Скорость потока на склоне достигала 60 км/час, на равнине она упала до 8 км/час. Такие скорости и длина пути субаквальных селей, недостижимые без сейсмического возбуждения, могут объяснить их гигантскую эрозионную деятельность, проникновение на глубину до 4200 м, формирование прибрежных грубообломочных отложений, образующих у устья каньонов конусы, морфологически близкие к пролювиальным конусам выноса, и отсутствие связи некоторых каньонов не только с материками, но и с мелководьем.

Сейсмогенная морфоскульптура подводных склонов нередко создается не только субаквальными селями, но и за счет массовых оползней, вызванных землетрясениями. Она характерна не только для открытых морей, но и для крупных внутриконтинентальных водоемов высокосейсмичных областей. Например, в Байкальской впадине имеются и подводные каньоны, и вторжения грубообломочных отложений в глубоководные части впадины, необъяснимые без вмешательства сейсмических сил.

Террасы. Изучение последствий сильных землетрясений показало, что канонический подход к изучению речных и морских террас в высокосейсмичных областях может увести исследователя далеко от истины. Для образования террас чисто экзогенными процессами необходимо длительное время. При вмешательстве же сейсмических сил подобные террасы образуются мгновенно или в течение короткого промежутка времени (от нескольких часов до немногих лет). Первые связаны с сейсмотектоническими и гравитационно-сейсмотектоническими, а вторые — с сейсмогравитационными явлениями. Террасы сейсмотектонического происхождения образуются разрывными или изгибовыми деформациями. Например, при Гоби-Алтайском землетрясении на левом склоне р. Цаган-Гол террасовые уступы высотой до 9 м образовались на протяжении 30 км. При землетрясении Снидри в Индии 16.VI.1819 г. солончаковый бассейн Большой Качский ранн опустился и был затоплен рекой, а по краю его на 12 м поднялся террасовый уступ («плотина Аллаха») протяженностью 65 км (Davison, 1936).

Внезапное сейсмотектоническое поднятие берегов морей и озер также ведет к аномально быстрому формированию террасовых уступов. Классическим районом является Аляска. При землетрясении 10.IX.1899 г. ($M=8,6$) в зал. Якутат берег поднялся на 14—15 м (Тагг, Martin, 1912). Обширный материал был собран здесь также при землетрясении 27.III.1964 г.

Ступенчатое расположение террас на юге Центральной Аляски свидетельствует об импульсном (сейсмогенном) поднятии берегов и островов. По радиоуглеродным данным, о. Мидлтон за последние 4500 лет поднялся на 40 м в результате пяти резких смещений с амплитудой от 6 до 9 м. При землетрясении 27.III.1964 г. образовалась 6-я терраса высотой 3,3 м (Плафкер, 1968).

Образование сейсмотектонических террас известно также в Японии. При землетрясении 1.IX.1923 г. берег п-ова Миура получил остаточную деформацию +1,5 м (первоначально +7,6 м). Здесь же установлены сейсмотектонические террасы, связанные с землетрясениями 808 и 1703 гг. (Sassa, 1951; Сигимура, 1968). Сейсмотектонические террасы образуются почти при всех землетрясениях с $M \geq 7,5$ с коровыми очагами.

Иную морфологию имеют аккумулятивные террасы сейсмогравитационного генезиса. В качестве примера можно привести террасу в долине р. Ягман, образовавшуюся в результате Хаитского землетрясения 10.VII.1949 г. При землетрясении долина на протяжении 20 км частично была заполнена земляным потоком. В 1968 г. р. Ягман не только полностью прорезала земляной поток, но врезалась в подстилающие дохаитские пойменные валунно-галечниковые отложения и местами сформировала пойменную террасу. Долина приобрела вид, обычный для многих среднеазиатских рек. Террасы высотой до 50 м образовались в Заилийском Алатау при землетрясении 9.VI.1887 г. ($M \simeq 7,5$). Сейсмогенные террасы, по-видимому, широко развиты во многих высокосейсмичных областях, но ранее их относили к чисто экзогенным или к образованиям иного генезиса. Вместе с тем сам факт существования сейсмогенных террас заставляет более осторожно относиться к определению возраста террас в поясах кайнозойской орогении. Более высокое гипсометрическое положение террас может еще не говорить о ее более древнем возрасте; отложения террас, образовавшихся на наших глазах, могут характеризоваться комплексом органических остатков древней террасы и т. д. Изменение высоты сейсмогенных террас должно вносить коррективы в такой критерий количественной оценки движений земной коры, как геодезические измерения. В сейсмически активных районах быстрые движения земной коры, предопределяющие направленность развития современного рельефа, иногда могут не соответствовать ориентировке медленных вертикальных движений.

В Японии у м. Мурото история внезапных поднятий при катастрофических землетрясениях и систематических погружениях между двумя землетрясениями прослежена на протяжении нескольких столетий. Периоды покоя или медленного погружения между катастрофическими землетрясениями оцениваются в среднем в 110 лет на Мурото и в 140 лет для Канто (Sassa, 1951; Сигимура, 1968). На Аляске между катастрофическими землетрясениями отмечено опускание со скоростью до 11 мм/год, а мгновенные воздымания при землетрясениях не только компенсируют это опускание, но и обеспечивают за последние 4500 лет общее поднятие со средней скоростью порядка 10 мм/год.

Таким образом, «вековые» движения земной коры далеко не всегда могут быть показателем действительной тенденции развития рельефа, несмотря на количественную оценку (геодезическими методами) геоморфологических процессов.

Землетрясения и ледники. Сильные землетрясения могут существенно изменить морфологию и режим ледников, тем самым косвенно изменяя их рельефообразующую деятельность. При таких землетрясениях в радиусе до 200—250 км от эпицентра ледники за считанные минуты могут получить из области питания больше снега, льда и грунта, чем за многие обычные годы. В зависимости от места и количества пополнения ледники плейстоценовой области могут реагировать на землетрясение неодновременно и аномальное наступление их может быть разорвано во времени на несколько лет. Одновременно часть ледников, не получивших существенного дополнительного питания, но сильно раздробленных, может интенсивно отступать. Так, при землетрясениях Якутат (Аляска) 10.IX.1899 г. ($M=7,8$ и $8,6$) ледники были разрушены в горах Врангеля, в районах заливов Разочарования, оз. Удивления и ряде других. В зал. Гласиер был сильно разрушен ледник Мур (240 км от эпицентра). Айсберги, образовавшиеся за счет этого ледника, блокировали залив в течение восьми лет. Ледниковый фас отступил на 4—5 км (Тагг, Martin, 1912). В последующие годы ряд ледников имел аномально большие скорости движения.

Иногда разрушение ледников при землетрясении вызывает настоящие катастрофы. При Аляскинском землетрясении 9.VII.1958 г. ($M=8,0$) масса льда ледника Литуя обрушилась в залив с высоты 900 м и выплеснула гигантскую волну, смывшую лес до высоты 516 м и обнажившую склон. К устью залива волна прошла со скоростью 180—240 км/час, опустошив берега на высоту до 60 м (Miller, 1960; Tocher, 1962). Гигантские волны в заливе отменялись и раньше (1853 или 1854 г.—120 м, 1874 г.—25 м, 1899 г.—60 м, 27.X.1936 г.—147 м), поэтому событие 1958 г. отнюдь нельзя относить к случайным явлениям.

Сейсмогенные деформации могут оказывать длительное влияние на режим ледника. При исследовании сейсмогеологии бассейна р. Ингури мы обратили внимание на необычайно интенсивное разрушение ледника Лайла-Лахили в Сванетском хребте. Причиной этого, вероятно, является сейсмогенный сбросовый уступ на левом склоне ущелья Хумпери, уходящий под ледник. На нем образовался ледопад, который обусловил растрескивание льда и ускоренное его разрушение.

Как следует из всего изложенного выше, землетрясения оказывают значительное воздействие на рельеф — прямое и косвенное. Поэтому перед геоморфологами стоит увлекательная задача разработки соответствующего нового раздела динамической геоморфологии.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В., Горшков Г. П., Петрушевский Б. А. По поводу статьи И. Е. Губина «О сейсмическом районировании Юго-Западной Туркмении». — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 5, 1954.
Воскресенский С. С. Динамическая геоморфология. Изд-во МГУ, 1971.

- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гоби-Алтайское землетрясение. Ред. Флоренсов Н. А., Солоненко В. П. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Золотарев Г. С. Обвалы и оползни на горных склонах и их устойчивость.— *Вопр. инженерной геологии и грунтоведения*, вып. 2. Изд-во МГУ, 1968.
- Золотарев Г. С., Матвеев Ю. Д. и др. Типы горных обвалов и оползней района Токтогульской ГЭС на р. Нарыне и вопросы их прогноза.— *Вопр. инженерной геологии и грунтоведения*, вып. 2. Изд-во МГУ, 1968.
- Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П., Мурзина Г. А. Геологическая интерпретация данных повторного нивелирования в районе Байкальского рифта.— *Геология и геофизика*, № 3, 1971.
- Курдюков К. В. Новейшие тектонические движения и следы крупнейших сейсмических толчков на северном склоне Заалайского хребта.— В кн.: *Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность*. М., «Наука», 1964.
- Матвеев Ю. Д. Закономерности развития грандиозных обвалов и оползней в районе строительства Токтогульской ГЭС.— *Вопр. инженерной геологии и грунтоведения*, вып. 2. Изд-во МГУ, 1968.
- Мелекесцев И. В. О сеймотектонических обвалах и оползнях на Камчатке.— В кн.: *Вопросы географии Камчатки*, вып. 3. Петропавловск-Камчатский, 1965.
- Мещеряков Ю. А. Рельеф СССР, М., «Мысль», 1972.
- Островский А. Б. Палеосеймотектонические дислокации на Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа в связи с оценкой современной сейсмичности этой территории.— В сб.: *Комплексные исследования Черноморской впадины*, М., «Наука», 1970.
- Плафкер Дж. Голоценовые вертикальные смещения на юге Центральной Аляски.— В кн.: *Предсказание землетрясений*. М., «Мир», 1968.
- Сигимира А. Наклонные террасы, в особенности на юге округа Канто.— В кн.: *Предсказание землетрясений*. М., «Мир», 1968.
- Солоненко В. П. Динамические явления, связанные с неотектоникой Восточной Сибири.— *Докл. АН СССР*, т. 72, № 1, 1950.
- Солоненко В. П. О сейсмогенном районировании территории Монгольской Народной Республики.— *Докл. АН СССР*, т. 127, № 2, 1959.
- Солоненко В. П., Тресков А. А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 г. Иркутск, 1960.
- Солоненко В. П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, № 11, 1962.
- Солоненко В. П. Селевая деятельность в плейстоценовых областях катастрофических землетрясений.— *Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы*, № 2, 1963.
- Солоненко В. П., Тресков А. А. и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., «Наука», 1966.
- Солоненко В. П., Тресков А. А. и др. Сеймотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., «Наука», 1968.
- Солоненко В. П., Курушин Р. А. и др. Современные катастрофические движения земной коры в Монголо-Байкальской сейсмической области.— *Пробл. соврем. движений земной коры*. М., 1969.
- Солоненко В. П. Палеосейсмогеологический метод.— *Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана*.— *Ежегодник*, № 1. Душанбе, «Дониш», 1970.
- Солоненко В. П. Шрамы на лике Земли.— *Природа*, № 9, 1970а.
- Солоненко В. П., Хромовских В. С. и др. Некоторые сеймотектонические и инженерно-сейсмогеологические аспекты проблемы сотрясаемости при землетрясениях.— *Изучение сейсмической опасности*. Ташкент, «ФАН», 1971.
- Солоненко В. П. Сейсмогенное разрушение горных склонов.— *Международ. геол. конгресс*, 24 сес. Докл. сов. геологов: Гидрогеол. и инженерн. геол. М., «Наука», 1972.
- Солоненко В. П. Палеосейсмогеология.— *Изв. АН СССР. Физика Земли*, № 9, 1973.
- Федоренко В. С. Тектонические и сейсмические явления и их значение в формировании катастрофических обвалов и оползней (в районах Чаткальского и Алайского горно-складчатых сооружений).— *Вопр. инженерной геологии и грунтоведения*, вып. 2. Изд-во МГУ, 1968.
- Флоренсов Н. А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области.— *Геология и геофизика*, № 1, 1960.
- Хромовских В. С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М., «Наука», 1965.
- Чуринов М. В. Оползень, породивший озеро.— *Природа*, № 8, 1964.
- Allen C. R., Amand P. St., Richter C. F., Nordquist J. M. Relationship between seismicity and Geologic Structure in Southern California Region.— *Bull. of the Seismol. Society of America*, v. 55, No. 4, 1965.
- Ambraseys N. N. Some characteristic features of the Anatolian fault zone.— *Tectonophysics*, v. 9, No. 2—3, 1970.
- Ambraseys N. N., Anderson G., Bubnov S., Crampin S., Shahidi M., Tassios T. P., Tchalenko J. S. Dasht-e-Bayaz Earthquake of 31 August 1968. Paris, UNESCO, 1969.

- Davison Ch. Great Earthquakes. London, 1936.
- Florensov N. A., Solonenko V. P. Ed. The Gobi-Altai Earthquake. Jerusalem, 1965; Jerusalem—Washington, 1965; London, 1966.
- Hansen W. R., Eckel E. B., Scaem W. E., Lyle R. E., Gorge W., Chance G. The Alaska Earthquake March 27, 1964.—Geol. Survey, Professional Paper, 541. Washington, 1966.
- Miller Don. J. The Alaska Earthquake of July 10, 1958: giant wave in Lituya Bay.—Bull. Seismol. Soc. America, v. 50, No. 2, 1960.
- Oakeshott Gordon B., Tocher Don. Surface faulting in recent earthquakes, western Cordillera.—Bull. Geol. Soc. America, v. 71, No. 12, Part 2, 1960.
- Plafker G. Tectonics of the March 27, 1964 Alaska earthquake.—Geol. Surv. Profess. Pap., No. 543, 1969.
- Plafker G., Savage J. C. Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21—22, 1960;—Bull. Geol. Soc. America, v. 81, No. 4, 1970.
- Plafker G., Ericksen G. E., Concha J. F. Geological aspects of the May 31, 1970 Peru Earthquake.—Bull. Seismol. Soc. America, v. 61, No. 3, June, 1971.
- Sassa K. Great Earthquakes. Tokyo, Kobundo Co., 1951.
- Tarr R. S., Martin L. Earthquakes at Jakutat Bay, Alaska in September, 1899.—Government Printings office. Washington, 1912.
- Tchalenko J. S., Ambraseys N. N. Structural analysis of the Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake fractures.—Bull. Geol. Soc. America, v. 81, No. 1, 1970.
- Tocher Don. The Alaska earthquake of July 10, 1958: movement on the Fairweather fault and field investigation of southern epicentral region.—Bull. Seismol. Soc. America, v. 50, No. 2, 1962.

Институт земной коры
Сибирского отделения АН СССР
Иркутск

Поступила в редакцию
3.IV.1973

EARTHQUAKES AND RELIEF

V. P. SOLOVENKO

Summary

Earthquake effects on the formation and rapid changes of relief have been studied. Rapid seismic movements of the earth crust are of particular importance in areas of recent orogenesis. During strong earthquakes they cover the area of dozens and hundreds thousands square kilometers.

We distinguish seismotectonic, gravitational-seismotectonic and seismogravitational phenomena with different role in the relief formation.

The paper shows the relation between earthquakes and processes of development of various forms of relief. Special attention is paid to the role of seismicity in the formation of submarine topography (including submarine canyons) and its influence on the terrace development, glacial regime etc.