

В. В. ПОПОВ, Г. Н. НАЗАРОВ, Л. И. ПЕСТОВ

ИССЛЕДОВАНИЯ ОСТАТОЧНЫХ СЕЙСМОДЕФОРМАЦИЙ В ОДНОПОРОДНОМ ГОРНОМ МАССИВЕ В ЗОНЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ ВЗРЫВА В МЕДЕО

Исследования остаточных сейсмических деформаций в гранитном массиве, проведенные в зоне воздействия взрыва в Медео, представляют собой продолжение работ по изучению сейсмического воздействия на скальные массивы и их склоны, начатые на участке Байпазинского взрыва в 1968 г.

В отличие от Байпазинского участка в Медео представлялась возможность исследовать результаты сейсмического воздействия не на слоистый, а на однородный скальный массив в условиях сильно расчлененного рельефа.

Взрывы в Медео были произведены в правом и левом бортах долины р. М. Алмаатинки с целью создания каменнонабросной селезащитной плотины. Их суммарная мощность составляла 10 кт. Правобережный направленный взрыв (29/X 1966 г.) представлял собой серию из подготовительного (2,3 кт) и произведенного через 3 сек основного (3,6 кт) взрывов. Левобережные взрывы произведены через значительный промежуток времени (14/IV 1967 г.).

Исследования остаточных сейсμοдеформаций в Медео проводились в виде сейсморазведочных, электроразведочных и геологических наблюдений через 2—2,5 года после проведенных взрывов. Основные наблюдения были выполнены на площади 2,5 км² и расстояниях до 1,5 км от эпицентра в 36 точках, в которых был поставлен весь комплекс отмеченных наблюдений. Визуальные геологические («макросейсмические») наблюдения проводились на более широкой площади, чем геофизические, позволяя интерполировать и экстраполировать данные инструментальных наблюдений по видимым поверхностным сейсμοдеформациям и геологическим признакам (особенности тектоники, рельефа и т. п.).

Методика исследований мало отличалась от той, которая применялась при исследованиях на Байпазинском участке. Она заключалась в количественном сопоставлении данных о скоростях распространения упругих волн и электропроводности массивов, затронутых и незатронутых сейсмическим воздействием взрыва.

Некоторым отличием методики являлось то, что сопоставление данных, полученных на конкретных деформированных взрывом участках, производилось с осредненными характеристиками всего массива, не затронутого сейсмическим воздействием, в то время как в Байпазе оно выполнялось наблюдениями, проведенными точно в одних и тех же местах до и после взрыва.

Исследования, выполненные в Медео, показали, что несмотря на снижение точности оценки сейсμοдеформаций, приведенная методика

дает достаточно уверенные количественные данные об их величине и площади распространения. Это позволяет заключить, что примененная методика исследования сейсмодеоформаций может быть использована для изучения очаговых зон и зон вторичных деформаций в районах сильных землетрясений.

Район работ сложен серыми, розовато-серыми биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами верхнеордовикского (левый борт) и верхнедевонского (правый борт) возрастов. Этот массив рассечен серией тектонических нарушений, чаще всего северо-восточного простирания, которые в рельефе выражаются в виде ложбин и понижений рельефа.

Несмотря на значительный промежуток времени, прошедший после взрыва, деформации, отмеченные в Медео, при «макросейсмических» наблюдениях фиксировались на расстояниях до 700—750 м, а деформации, фиксируемые сейсморазведкой,—на расстояниях до 700—1200 м.

При «макросейсмических» наблюдениях деформации отмечались в виде обвалов, осыпей, образований трещин как в коренных гранитных породах, так и в верхнем рыхлом слое. Для гранитов наиболее распространенным видом деформаций явилось раскрытие трещин. Значительные обвалы (объем около 50—100 м³) и деформации оставшихся на месте пород отмечены в правом борту долины (результат правобережных взрывов). Объемы выявленных обвалов уменьшаются с удалением от эпицентра, с уменьшением высоты над дном долины, крутизны склонов и степени трещиноватости. Они зависят также от скалистости (степени задернованности) склонов.

Для гранитного массива действие взрыва проявилось не столько в образовании новых трещин, сколько в раскрытии уже существующих. Имевшиеся трещины стали зияющими с шириной раскрытия до 5—10 см. Наиболее крупные трещины длиной 10—15 м, шириной до 30 см (в единичном случае длиной до 50 м и шириной до 0,6—1 м) образовались на расстоянии до двухсот метров от эпицентра в рыхлых отложениях на вершине гребня. Выше плоскости отрыва в скальных породах образовалось несколько глубинных зияющих трещин с видимым смещением по вертикали до 1 м.

По правобережному гребню деформации прослежены на расстояниях до 900 м от эпицентра, в то время как на соседних правобережных участках, отчлененных от взрывавшегося гребня эрозийными врезами и находящихся от эпицентра на расстояниях 300—400 м, деформаций не отмечалось.

Области развития сейсмодеоформаций по визуальным данным для обследованного однородного массива контролируются тектоническими нарушениями и рельефом: общий вид в плане области «макросейсмодеоформаций» вытянут в восточном направлении (рис. 1).

Сейсморазведочные исследования выполнялись по системе одиночных географов с помощью ОСУ-1 на обнажениях, что позволяло получить значения скоростей упругих волн по прямым волнам. Кроме этих наблюдений, вблизи исследованных обнажений (обычно под ними) выполнялись сейсмозондирования по профилям, прокладываемым вдоль существующих дорог. Сопоставление результатов наблюдений показало, что в эпицентральных частях участка скорости упругих волн на глубинах до 5 м по дорогам характеризуются значительно большими значениями, чем на обнажениях. На глубинах 5—10 м это различие уменьшается, однако и здесь оно нередко достигает полутора-двукратных значений. На значительных эпицентральных расстояниях это различие

уменьшалось до очень небольшого. Отмеченный эффект объясняется, во-первых, частичным уплотнением пород на участках дорог; во-вторых, возрастанием сейсмического воздействия взрыва выше по склону, где, следовательно, и интенсивность остаточных деформаций была больше.

По значениям скоростей продольных волн, взятым как отношения значения скоростей, полученных в результате исследований, к

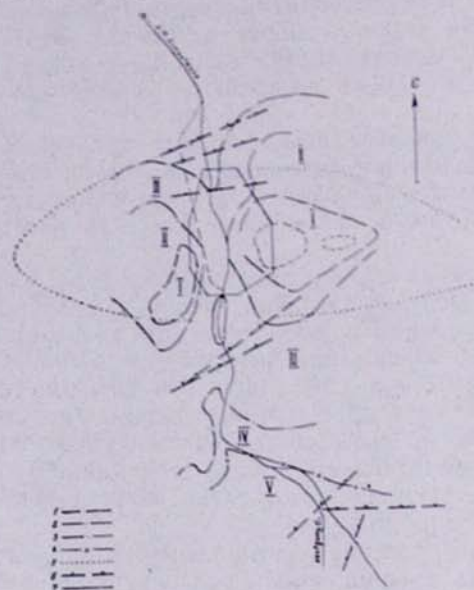


Рис. 1. Схема интенсивности остаточных сейсмодформаций в зоне взрыва в Медве (по результатам сейморазведочных и геологических наблюдений), масштаб 1:10000. 1—граница зоны максимальных сейсмодформаций; 2—граница зоны интенсивных сейсмодформаций; 3—граница зоны промежуточных сейсмодформаций; 4—граница зоны отдельных сейсмодформаций; 5—граница зоны сейсмодформаций по визуальным геологическим наблюдениям; 6—линии тектонических нарушений; 7—линия контура плотности

средним скоростям, характеризующим массив до взрыва (4000 м/сек), удалось выявить их зональное распределение. Последнее указывает на зональное распределение зон сейсмических деформаций в результате взрывов.

На схеме интенсивности остаточных сейсмодформаций (рис. 1) четко выделяются 5 зон: зона максимальных сейсмодформаций (I), характеризующаяся снижением скоростей продольных волн более чем на 80%, а модуля упругости—более чем в 25 раз; зона интенсивных сейсмодформаций (II), характеризующихся снижением скоростей v_p на 70—80%, а модуля упругости—в 10—25 раз; зона промежуточных сейсмодформаций, характеризующаяся снижением v_p на 50—70%, а модуля упругости—в 4—10 раз (III); зона отдельных сейсмодформаций (IV), где снижение скоростей в отдельных точках достигает 30—50%, а модуля упругости—в 2—4 раза; и внешняя зона, в пределах которой

не обнаружено заметных сейсмодеоформаций (V) (возможные снижения скоростей не превышают 30%).

Интересно заметить, что внутри первой зоны можно выделить участки, где значения скоростей снижены до 10% от своего первоначального значения. Это по существу эпицентральная область (расстояния до 100—200 м от эпицентра), где гранитный массив разрушен фактически до состояния щебня, хотя внешне он выглядит мало изменившимся (наблюдается раскрытие трещин чаще всего до 2—3 см). Модули упругости пород здесь снижены в 100—200 раз.

Конфигурация этих участков в плане, а также первой и второй зон вытянутая, длинная их ось проходит в общем вдоль развития тектонических нарушений, вдоль возвышенных элементов рельефа, то есть эти зоны не являются для данного однопородного массива изометричными. Их вытянутость подтверждается и визуальными геологическими наблюдениями.

Для анализа изменений относительных значений скоростей продольных волн, в зависимости от эпицентральных расстояний, их значения были отложены в линейном масштабе в функции $V_{p \text{ отн.}} = f(R_{\text{эп.}})$. В результате оказалось возможным построить осредненный график этой функции (рис. 2) и дать его аналитическое выражение:

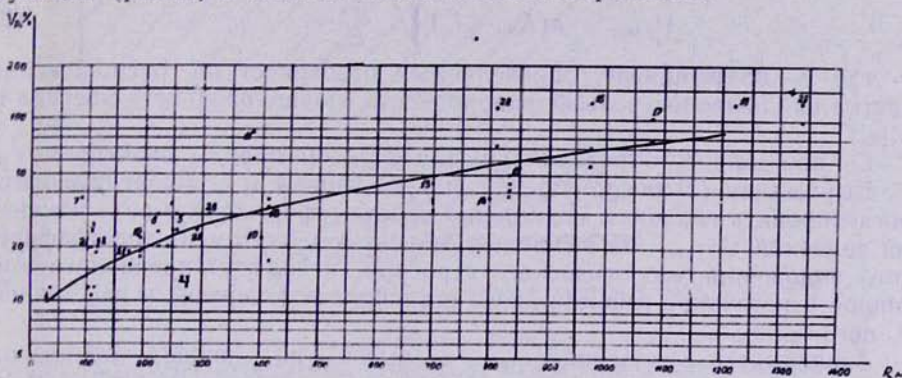


Рис. 2. График зависимости изменений относительных значений V_p от эпицентрального расстояния

$$V_{p \text{ отн.}} = 0,067(R_{\text{эп.}} + 140), \quad (1)$$

где $R_{\text{эп.}}$ —эпицентральное расстояние в метрах.

Для сейсмических источников (взрывов) иной мощности в случае аналогичных геологических условий эта зависимость может быть записана:

$$V_{p \text{ отн.}} = 0,067(R_{\text{эп.}} + 140) \sqrt[n]{\frac{E_s}{E_n}}, \quad (2)$$

где E_s и E_n —энергия эталонного и исследуемого (или вероятного) сейсмических источников;

n —показатель степени, определяющей сохранение принципов подобия.

Зависимость (2) может позволить прогнозировать средние относительные изменения скоростей прохождения упругих волн, а следовательно, и сейсмодеоформаций в верхних частях гранитных и близких к нему по свойствам горных массивов при сейсмических воздействиях.

Значения $V_{p \text{ отн.}}$ определяемые для отдельных точек, часто значительно (до 2—3 раз) отличаются от тех, которые характеризуются осредненным графиком (рис. 2). Одинаковые изменения значений отмечаются на эпицентральных расстояниях, отличающихся друг от друга до четырех и более раз. Эти явления могут быть объяснены особенностями сейсмического воздействия на участки, характеризующиеся различным положением в рельефе и относительно тектонических нарушений.

Судя по изменениям скоростей, наибольшему сейсмическому воздействию и деформациям подвергались участки, расположенные на гребнях горных массивов, в основании которых производились взрывы. Наименьшему—участки, расположенные в нижних частях склонов долины р. Алмаатинки и, в особенности, выступы скальных пород, расположенные в наиболее глубоких частях этой долины.

Из сопоставления данных об изменениях скоростей V_p на участках различной интенсивности сейсмического воздействия при взрывах в Байпазе и Медео можно заключить, что частные зависимости (1) и (2) могут быть представлены в общем виде:

$$V_{p \text{ отн.}} = k(R_{\text{эп}} + C) \sqrt[n]{\frac{E_s}{E_n}}, \quad (3)$$

где k —коэффициент, определяемый особенностями расположения участка наблюдений (рельеф, однородность и однородность массива и др.);

C —постоянная, определяемая для каждой породы значением V_p .

Выражение (3) после определения значений k и C может позволить прогнозировать величины возможных сейсмодеоформаций в виде изменения значений $V_{p \text{ отн.}}$ на различных объектах с учетом их топографического положения, геологического строения, исходя из предполагаемой мощности источника сейсмического воздействия (энергии) и расстояния от него.

Зависимость изменений $V_{p \text{ отн.}}$ от высоты над дном долины на участке Медео показана в виде осредненного графика (рис. 3), из которого следует, что наиболее быстрое нарастание интенсивности сейсмического воздействия наблюдается при переходе от дна долины к ее склонам. Вверх по склонам она нарастет монотонно. Максимальная интенсивность отмечается на перегибах склонов (гребнях).

Электроразведочные исследования в районе Медео проводились в виде электроразведочных исследований (ВЭЗ), выполнявшихся в тех же точках, что и сейсмозондирования. Результаты электроразведочных работ позволяют заключить, что в эпицентральной зоне средние значения электросопротивлений достигают 5000 ом.м. На расстояниях 300—500 м от эпицентра они снижаются до 700—800 ом.м, а на расстоянии порядка 1 км и более они снова поднимаются до 1000 ом.м. Описанные особенности изменений электросопротивлений пород можно объяснить следующим образом. Вблизи эпицентра массив горных пород действием взрыва был разбит на большую глубину. Образовавшиеся трещины нарушили имевшиеся токопроводящие пути и способствовали дренированию попадающих на эти участки склона поверхностных вод. Имевшийся здесь дерновой слой полностью сброшен взрывом.

В следующей зоне вызванное взрывом раскрытие трещин было ограничено, по-видимому, относительно небольшими глубинами (до 10—20 м). Поэтому попадающие сюда воды задерживались в образовав-

и трещинах и снижали электросопротивления. Этому способствовало и то, что имевшийся здесь дерновой слой в основном сохранен. В третьей зоне электросопротивления близки к тем, которыми массив характеризовался до взрыва.

Таким образом, результаты комплексных геофизических и геологических наблюдений за остаточными сейсмодетонациями в относительно однородном гранитном массиве с сильно расчлененным рельефом показали:

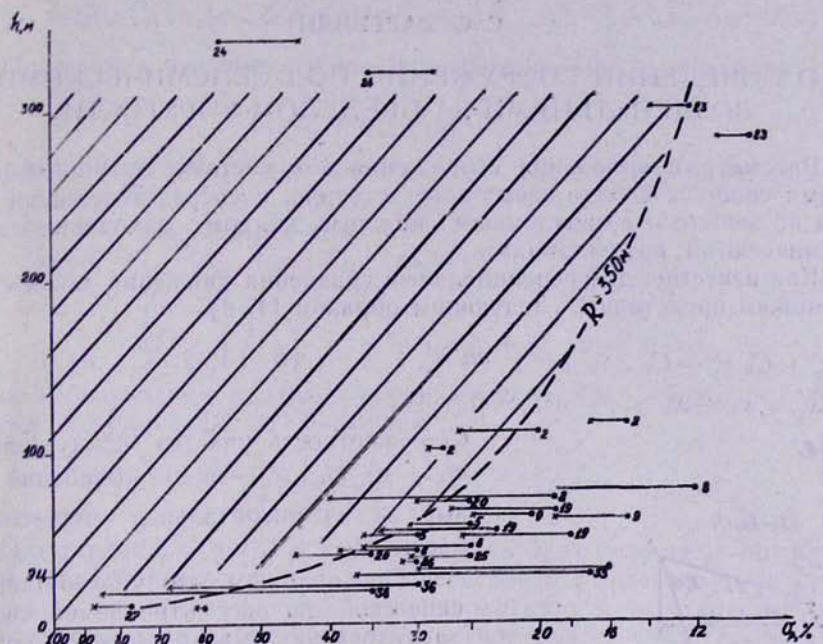


Рис. 3. График относительных изменений скоростей пород в зоне сейсмического воздействия взрыва на глубинах 5–10 м в зависимости от высоты над дном долины по осредненным значениям скоростей V_p , приведенным к расстоянию 350 м

1. Описанные методы позволяют выявить картину распространения зон остаточных деформаций различной интенсивности в зоне сильного сейсмического воздействия.

2. В скальных породах сейсмодетонации могут быть изучены и через достаточно большой промежуток времени после их возникновения.

3. Электроразведка при отсутствии измерений электросопротивлений до взрыва дает, в основном, лишь вспомогательный материал.

4. Интенсивность остаточных сейсмодетонаций в однородных массивах определяется не только эпицентральной расстоянием, но и, в значительной степени, особенностями тектонического строения района и его рельефа.

5. Зависимость развития зон сейсмодетонаций от геологического строения (при сопоставлении районов с разным геологическим строением—Медое, Байпаза) с получением аналитических выражений, позволяющих прогнозировать интенсивность сейсмических деформаций пород в результате взрыва. С определенными оговорками это прогнозирование можно переносить на оценку сейсмостойкости скальных склонов.